



UFRJ

Caroline de Oliveira Nardi Leite

Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

**Trabalho de Conclusão de Curso
Geologia**

Caroline de Oliveira Nardi Leite

Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

Rio de Janeiro

Junho de 2011



UFRJ

Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para
obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: André Ribeiro

Coorientadores: Rodrigo Peternel

Rudolph Trouw

Rio de Janeiro

Junho de 2011

Leite, Caroline de Oliveira Nardi
Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento
Paraíba do Sul/ Caroline de Oliveira Nardi Leite - Rio
de Janeiro: UFRJ / IGEO, 2011.
xxii, 81f.

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2011.

Orientador: André Ribeiro, Coorientadores: Rodrigo
Peternel e Rudolph Trouw

1. Estruturas 2. Milonitos 3. Zona de Cisalhamento
Paraíba do Sul

Caroline de Oliveira Nardi Leite

Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientador: André Ribeiro

Coorientadores: Rudolph Trouw

Rodrigo Peternel

Aprovada em:

Por

Orientador: André Ribeiro (UFRJ)

Renata da Silva Schmitt (UFRJ)

José Carlos Sícoli Seoane (UFRJ)

*A Deus, aos meus pais,
ao meu irmão, aos meus
avós e ao Bruno.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, que sempre iluminou e zelou pelo meu caminho, promovendo tantas graças em minha vida. Sem Ele, nada seria.

Agradeço também aos meus pais, Shirley e José Domingos, e ao meu irmão, Raphael, por todo o amor, apoio e dedicação.

Em especial, gostaria de agradecer à minha mãe, Shirley, a pessoa mais importante, a quem eu amo muito e tenho imenso orgulho, por todo amor, confiança, incentivo, amizade e dedicação desmedida.

Outra pessoa especial, que me faz muita falta, e a quem eu sempre amarei muito e nunca esquecerei, meu avô Hélio de Oliveira.

Agradeço também, às minhas avós queridas, Anna Nardi e Maria Filomena Silva pelo carinho sempre bem vindo e seu amor de vó. Aos meus tios e primos por toda alegria que vivemos juntos. Em especial, a família preciosa que recuperei, em um triste momento, em 2008.

Ao meu amor, Bruno Raphael, sempre tão amoroso e paciente, por todo incentivo, confiança e pela sua presença e amor tão importantes.

Obrigada também aos amigos que participaram desta caminhada comigo, tantas brincadeiras, tantas viagens...

Agradeço também ao amigo e professor André Ribeiro por seus inestimáveis ensinamentos e por todos os momentos divertidos e inesquecíveis que passei em sua presença. Ao professor Rodrigo Peternel, que esteve presente em todos os campos, e contribuiu muito para o trabalho. Agradeço também ao professor Rudolph Trouw por sua importante ajuda.

Resumo

Nardi, Caroline de Oliveira Nardi Leite. **Estruturas em Milonitos na Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul. 2011.** xxii, 81f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.

Estudou-se milonitos associados à Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, localizada na porção central da Faixa Ribeira. A área de interesse concentra-se nos municípios de Além Paraíba e Santo Antônio de Pádua, nos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro, respectivamente.

A zona de cisalhamento está inserida no contexto evolutivo da Faixa Ribeira, que representa a raiz de um orógeno colisional Neoproterozóico/ Cambriano gerado durante as colisões do Evento Brasileiro, em quatro fases de deformação.

Nesta importante feição estrutural da Faixa Ribeira, ocorrem associadas faixas expressivas de milonitos, cujo desenvolvimento permitiu acomodar grande parte dos movimentos relacionados à convergência crustal.

Nas áreas estudadas, analisaram-se as texturas e estruturas de rochas miloníticas de alto grau metamórfico. Foi possível observar diversas feições interessantes, como dobras com plano axial paralelo a foliação milonítica, forte lineação de estiramento, textura fitada, indicadores cinemáticos destrais diversos, como fish, desvio de biotitas ao redor de porfiroclastos, sigmóides, bird, além de uma estrutura conhecida como *foliation boudinage* (Tipo losangular, X, “sigmoidal”, *fishmouth*) e recristalização de grãos.

Palavras-chave: Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, Faixa Ribeira, milonitos.

Abstract

Leite, Caroline de Oliveira Nardi. **Structures in Milonites at Paraíba do Sul Shear Zone**. 2011. xxii, 81f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.

Milonites and rocks associated with the Paraíba do Sul Shear Zone, located at the central portion of Ribeira Belt, were studied. The area of interest is focused at Além Paraíba and Santo Antônio de Pádua counties, at Minas Gerais and Rio de Janeiro states, respectively.

The Shear Zone is placed within the evolutionary context of the Ribeira thrust belt, which is the root of a collision that happens in Neoproterozoic/ Cambrian generated during the collisions of Brazilian Event, with four phases of deformation.

At this important structural feature, expressive tracks of milonites occur. Its development has allowed it to accommodate much of the crustal movements related to convergence.

At the studied areas, textures and structures of mylonitic rocks of high metamorphic grade were analyzed and it was possible to observe several interesting features, such as folds with axial plane parallel in relation to milonitic foliation, strong stretching lineation, stripped texture, several dextral kinematic indicators such as fish, deviation of biotites around porphyroclasts, sigmoids, bird, a structure known as foliation boudinage (Lozenge Type, X, “sigmoidal”, fishmouth) and recrystallization of grains.

Key-words: Paraíba do Sul Shear Zone, Ribeira Belt, milonites.

ÍNDICE

Agradecimentos	vi
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	viii
ÍNDICE.....	ix
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivo.....	1
1.2. Metodologia.....	1
1.2. Localização da área.....	2
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	3
2.1. O Terreno Ocidental.....	8
2.2. O Terreno Paraíba do Sul/ Embú.....	8
2.3. O Terreno Oriental.....	9
2.4. O Terreno Cabo Frio.....	10
2.5. Fases de Deformação.....	10
2.6. Metamorfismo.....	12
2.7. Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul entre Além Paraíba e Pádua.....	13
3. NOMENCLATURAS E DEFINIÇÕES.....	15
3.1. Zona de Cisalhamento e Milonitos.....	15
3.2. <i>Foliation Boudinage</i>	19

4. ÁREA DE ESTUDO.....	24
4.1. Pedreira do Nilo.....	24
4.1.1. Litologias.....	25
4.1.1.1. Complexo Juiz de Fora.....	25
4.1.1.2. Ortognaisse Pedra Madeira.....	27
4.1.1.3. <i>Sill</i> de rocha máfica.....	40
4.1.2. Sinformal na Pedreira do Nilo.....	44
4.2. Perfil em Além Paraíba.....	47
4.2.1. Ponto 1.....	49
4.2.2. Ponto 2.....	49
4.2.3. Ponto 3.....	52
4.2.4. Ponto 4.....	53
4.2.5. Ponto 5.....	53
4.2.6. Ponto 6.....	54
4.2.7. Ponto 7.....	55
4.2.8. Ponto 8.....	56
4.2.9. Ponto 9.....	57
4.2.10. Ponto 10.....	59
4.2.11. Ponto 11.....	60
4.2.12. Ponto 12.....	61
4.2.13. Ponto 13.....	63
4.2.14. Ponto 14.....	64
4.2.15. Ponto 15.....	65

4.2.16. Ponto 16.....	67
4.2.17. Ponto 17.....	69
4.2.18. Ponto 18.....	71
4.2.19. Ponto 19.....	75
5. Conclusão.....	76
6. Referências Bibliográficas.....	78

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1 Localização e acesso as áreas de estudo em Santo Antônio de Pádua 2
e Além Paraíba. Imagem extraída de Google Maps no dia 06 de abril
de 2011.
- Figura 2 Mapa Geotectônico do Sudeste do Brasil mostrando áreas cratônicas 3
São Francisco (SF); Paranapanema (P); Congo (C) e Kalarari (K) e
os cinturões neoproterozóicos que constituem as faixas Ribeira (R),
incluindo os domínios Apiaí (AD) e Curitiba (CD) em sua porção
sul, e a Faixa Brasília (B). Modificado de Faleiros *et al.*, 2007.
- Figura 3 O Cráton do São Francisco e suas faixas móveis. Legenda: 4
Cobertura fanerozóica: 1 - Bacia do Paraná. Província Tocantins: 2 -
Faixa Brasília. Província Mantiqueira: 3 - Faixa Apiaí; 6 - faixas
Ribeira e Araçuaí. Embasamento pré-1,7 Ga: 5 – Embasamento do
cráton; 7 - Maciço de Joinville. Coberturas do Cráton do São
Francisco: 4 – Grupo Bambuí. Sv- Salvador; Rj - Rio de Janeiro; Fl
- Florianópolis; Ct - Curitiba; Sp - São Paulo. Modificado de
Heilbron *et al.*, 2004a.
- Figura 4 Localização das faixas móveis Neoproterozóicas e crátons na 5
América do Sul e África (Gondwana Oeste). Cinturões
Neoproterozóicos: 1-Faixa Araçuaí; 2-Faixa Ribeira Central; 3-
Faixa Ribeira sul; 4-Faixa Dom Feliciano; 5-Faixa *West Congo*; 6-
Faixa *Kaoko*; 7-Faixa *Damara*. Principais Crátons: AM-Amazônia;
SF-São Francisco; LA-Luís Alves; RP-Rio de la Plata; WA-West
Africa ; CO -Congo; ANG-Angola; KA-Kalarari. O polígono indica
as unidades tectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Imagem
extraída de Heilbron *et al.*, 2008.

- Figura 5 Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira, 6
modificado de Tupinambá *et al.*, 2007, b. Legenda: 1-Coberturas
Fanerozoicas; 2-Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa
Brasília: 3-Domínio Externo, 4-Domínio Interno; 5 a 7: Craton do
São Francisco e Domínio autóctone: 5- Megassequência Andrelândia
autóctone, 6-Supergrupo Bambuí, 7-Embasamento cratônico; 8 a 15:
terrenos da Faixa Ribeira: 8-Terreno Ocidental/Domínio
Andrelândia, 9-Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10-Terreno
Paraíba do Sul, 11-Terreno Apiaí, 12-Terreno Embú, 13-Terreno
Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT-Klippe Italva, Cos-Domínio
Costeiro, 14-Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 15-
Terreno Cabo Frio.
- Figura 6 Evolução Tectônica da Faixa Ribeira Central. Modificado de 7
Heilbron e Machado (2003).
- Figura 7 Seção tectônica transversal da Faixa Ribeira, modificado de 9
Heilbron *et al.*, 2008. 1, embasamento e 2, cobertura do Domínio
Autóctone; 3, Andrelândia e 4, Domínio Juiz de Fora do Terreno
Ocidental; 5, Terreno Paraíba do Sul; 6-9; Terreno Oriental; 6,
Domínio Cambuci; 7, Domínio Italva; 8, Arco Rio Negro e 9,
sucessões metasedimentares do Domínio Costeiro; 10, Terreno Cabo
Frio; 11, Limite Tectônico Central; 12, Zona de Cisalhamento Além
Paraíba; 13, Empurrão de Cabo Frio.
- Figura 8 (A) Mapa geológico esquemático da Zona de Cisalhamento de Além 14
Paraíba. (1) Embasamento policíclico, (2) Complexo Juiz de Fora,
(3) Enderbrito, (4) Kinzigito, (5) Granitos sintectônicos, (6)
Complexo Paraíba do Sul, (7) Rochas miloníticas. (B) Seção
Geológica esquemática (A–B) ao longo da Zona de Cisalhamento
Além Paraíba–Pádua. Modificado de Egídio-Silva *et al.*, 2002.
- Figura 9 Tipos mais comuns de Foliation boudinage. Modificado 20
de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.

Figura 10	Ilustração sobre a gênese da <i>foliation boudinage</i> .	21
Figura 11	Ilustração destacando a importância da orientação inicial e forma da fratura sobre a geometria do <i>neck</i> do <i>boudin</i> . Modificado de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.	22
Figura 12	Ilustração destacando a importância da orientação inicial e forma da fratura sobre a geometria do <i>neck</i> do <i>boudin</i> . Modificado de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.	23
Figura 13	(A) Localização do município de Santo Antônio de Pádua, norte do Estado do Rio de Janeiro. (B) Localização da Pedreira do Nilo no contexto geológico do município de Santo Antônio de Pádua, norte do Estado do Rio de Janeiro. Modificada de Peternel (2008).	24
Figura 14	Ortognaisse Juiz de Fora.	25
Figura 15	Ortognaisse Juiz de Fora composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, k – feldspato, titanita, apatita, quartzo, zircão, carbonato e opacos.	26
Figura 16	Dobras parasíticas com planos axiais paralelos a foliação milonítica.	26
Figura 17	Enclaves do gnaiss encaixante dentro do ortognaisse Pedra Madeira. O paredão possui cerca de 6 metros.	27
Figura 18	Ortognaisse Pedra Madeira.	28
Figura 19	(A) Rocha calcissilicática que aparece no contato entre o ortognaisse Pedra Madeira e a rocha encaixante. (B) Lâmina da rocha calcissilicática composta por diopsídio (d), plagioclásio (p),	29

hornblenda, titanita (t), escapolita (esc), epidoto e carbonato.

- Figura 20 Limites do contato difuso (em vermelho) entre os ortognaisses Juiz de Fora (A) e Pedra Madeira (B). 29
- Figura 21 Observar coloração esverdeada tanto na rocha encaixante (A) quanto no ortogneisse Pedra Madeira (B). A delimitação do contato nestas áreas é dada pela presença de bandas máficas na encaixante, que são ausentes no ortogneisse Pedra Madeira. 30
- Figura 22 (A) Fish de clinopiroxênio indicando movimento destral. Nx. (B) Fish de clinopiroxênio indicando movimento destral. N//. (C) Matriz da rocha encontrada no contato entre o Juiz de Fora e o Pedra Madeira: plagioclásio, hornblenda, diopsídio, ortopiroxênio, granada, carbonato, biotita, quartzo, opacos, zircão, epidoto e clinozoisita. (D) Fish de clinopiroxênio com leve *stair stepping*, indicando sentido de movimento destral (única amostra orientada). 31
- Figura 23 Análises químicas realizadas no ortogneisse Pedra Madeira, na área de Santo Antônio de Pádua. Informação verbal inédita de Rodrigo Peternel. 1) Diagrama discriminante $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Irvine & Baranger, 1971). 2) Diagrama discriminante $\text{MgO} - \text{FeO}^* - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Irvine & Baranger, 1971). 3) Diagrama discriminante Albita-anortita-ortoclásio. 4) Diagrama discriminante QAP normativo (Le Maitre, 1989). 1a – Quartzolito; 1b - Granitóide rico em quartzo; 2 - Álcali-feldspato granito; 3 - Granito (3a - Sienogranito; 3b - Monzogranito); 4 - Granodiorito; 5 - Tonalito (com $m < 10$ - trondjemito); 6* - Quartzo-álcali-feldspato sienito; 7* - Quartzo sienito; 8* - Quartzo-monzonito; 9* - Quartzo-monzodiorito ou Quartzo-monzogabro; 10* - Quartzo-diorito ou Quartzo-gabro; 6 - Álcali-feldspato sienito. 7 - Sienito; 8 - Monzonito; 9 - Monzodiorito ou Monzogabro; 10 - Diorito ou Gabro (com $M < 10$ - Anortosito); Q= quartzo+ polimorfos; F+ Feldspato potássico + albita (An 0-5); P= Plagioclásio. 5) Diagrama 33

discriminante de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984).

VAG (Volcanic Arc Granites)- granitos de arcos magmáticos; WPG (Within Plates Granites)- granitos intraplaca; syn-COLG (syn Collisional Granites)- granitos de colisões continentais; ORG (Oceanic Ridge Granites)- granitos de dorsais oceânicas; **6)** Diagrama discriminante de ambiente geotectônico (Pearce et al. 1984). Legenda: VAG (Volcanic Arc Granites)- granitos de arcos magmáticos, WPG (Within Plates Granites)- granitos intraplaca, syn-COLG (syn Collisional Granites)- granitos de colisões continentais, ORG (Oceanic Ridge Granites)- granitos de dorsais oceânicas.

- Figura 24 Modelo para o contato intrusivo entre as duas rochas de protólito ígneo. 34
- Figura 25 Fitas de quartzo indicando alta temperatura e recristalização por *grain boundary migration* no ortogneisse Pedra Madeira. 35
- Figura 26 Forte lineação de estiramento no ortogneisse Pedra Madeira com atitude 220/20. 35
- Figura 27 Porfiroclato de anfibólio simétrico (~ 1 cm) no ortogneisse Pedra Madeira. 36
- Figura 28 (A) *Fish* romboidal de plagioclásio indicando movimento dextral (amostra orientada). (B) Porfiroclasto de hornblenda envolto por fita de quartzo (amostra orientada). (C) e (D) Porfiroclatos de feldspato sendo recristalizados em grãos menores e livres de *strain* da matriz, provavelmente por *subgrain rotation* (amostras orientadas). (E) Dois *fish* de feldspato indicando movimento dextral dentro de uma fita de quartzo (amostra orientada). (F) Fitas de quartzo grossas recristalizadas por *grain boundary migration recrystallization* (amostra orientada). 37
- Figura 29 Foliation boudinage encontradas no ortogneisse Pedra Madeira. (A) Tipo losangular associado a um outro *foliation boudinage* em estágio inicial (veio central é uma fratura retilínea); (B) Tipo X. 38

Figura 30	Foliation boudinage ainda não classificada. Seria adequado chamá-la de Tipo Sigmoidal.	39
Figura 31	Foliation boudinage do Tipo Fishmouth (boca de peixe), que representa um estágio tardio no desenvolvimento de veios.	39
Figura 32	<i>Foliation boudinage</i> preenchida por pirita e sílica no ortognaisse Pedra Madeira.	40
Figura 33	Dique máfico (indicado pela seta azul).	41
Figura 34	Esta rocha tem química de basalto alcalino e possui um teor de K mais alto que um basalto tóleítico.	41
Figura 35	Porfiroclastos de hornblenda indicando sentido de movimento destr. (A) Nicol cruzado; (B) Nicol paralelo (amostras orientadas);	42
Figura 36	(A) Fish simétrico de hornblenda (B) Porfiroclastos de hornblenda. (C) Fish de hornblenda indicando movimento destr. (D) Contraste de granulometria entre a matriz recristalizada (mais fina) e o porfiroclasto de feldspato (que apresenta grãos recristalizados nas suas bordas). Amostras não orientadas.	42
Figura 37	(A e B) Observar sill máfico (rocha escura) e o gnaisse Pedra Madeira (rocha rosada) deformados; (C) Sill máfico; (D) Porfiroclasto de feldspato com <i>stair stepping</i> em um bloco do sill máfico no ortognaisse Pedra Madeira (quadrado vermelho).	43
Figura 38	Seção e fotos ilustrando as dobras na Pedreira do Nilo.	45
Figura 39	Contato horizontal entre as duas rochas ígneas (em vermelho) na charneira do sinformal.	46

Figura 40	(A) Localização do município de Além Paraíba, em Minas Gerais (imagem extraída de Wikipedia); (B) Detalhe da barragem pertencente a Usina Hidrelétrica Ilha dos Pombos (retângulo em vermelho). Em amarelo, o perfil realizado (i-início; f- final). Seta azul localiza a ilustração abaixo (Figura 41). Imagem extraída de <i>Google Earth</i> .	47
Figura 41	Localização do perfil em uma imagem SRTM, escala 1:250.000 (foto extraída do site da Embrapa).	48
Figura 42	Milonitos verticais ao longo do Rio Paraíba do Sul. A seta vermelha aponta para a escala.	48
Figura 43	Visão geral da rocha.	49
Figura 44	Contato entre duas rochas. A superior é composta por plagioclásio e quartzo e a inferior por hornblenda, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo, como minerais essenciais e por epidoto, titanita, apatita e opacos, como acessórios.	50
Figura 45	Detalhe mostrando o anfibolito, composto por hornblenda, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo, como minerais essenciais e por epidoto, titanita, apatita e opacos, como acessórios. Notar que os minerais máficos estão orientados, definindo uma xistosidade.	51
Figura 46	(A) Observar dois fish de plagioclásio dentro de fitas de quartzo (no centro da imagem), sendo que o localizado mais a esquerda é levemente assimétrico, indicando sentido de movimento destral, enquanto o fish à direita é simétrico; (B) Fish de plagioclásio dentro de fita de quartzo indicando sentido de movimento destral.	51
Figura 47	Visão geral do milonito. Notar que a distinção entre matriz e	52

porfiroclastos não é tão simples. Retângulos contém feições detalhadas nas ilustrações abaixo.

- Figura 48 (A) sigmóide de feldspato contornado por biotitas, indicando sentido 52
de movimento destal. (B) *naked clast* de plagioclásio contornado
por biotitas e fitas de quartzo, também indicando sentido destal.
- Figura 49 Visão geral do milonito. Observar o contraste de tamanho entre 53
matriz e porfiroclastos e as fitas de quartzo.
- Figura 50 Notar contatos poligonais entre os grãos (120°) deste milonito de 54
alto grau, indicando recristalização avançada.
- Figura 51 Visão geral do milonito, mostrando sua xistosidade definida por 54
camadas ricas em plagioclásio e quartzo e outras ricas em biotita e
sillimanita. Notar sigmóide de plagioclásio no canto superior direito,
em detalhe na ilustração abaixo.
- Figura 52 Detalhe de sigmóide de plagioclásio com *stair steping* que indica 55
sentido de movimento destal e de bandas de sillimanita e biotita que
contornam o sigmóide.
- Figura 53 Visão geral do hornblenda biotita gnaiss não milonítico. Notar que 56
não há um contraste de tamanho entre os grãos da rocha (matriz x
porfiroclastos).
- Figura 54 Visão geral da rocha. 57
- Figura 55 Visão geral do milonito com nicol cruzado e paralelo, 58
respectivamente. Notar parte de um sigmóide de plagioclásio no
canto superior direito da imagem com nicol paralelo.
- Figura 56 Visão geral do hornblenda biotita gnaiss. 59

Figura 57	Visão geral do hornblenda biotita gnaiss. Observar que a rocha não apresenta contraste granulométrico entre os grãos.	60
Figura 58	Visão geral da rocha	61
Figura 59	Notar fita de quartzo contornando plagioclásio, com <i>stair steping</i> que indica sentido de movimento destrai.	61
Figura 60	Notar quatro fish simétricos de plagioclásio em fita de quartzo.	62
Figura 61	Observar <i>bird</i> de plagioclásio dentro de fitas de quartzo, indicando sentido de movimento destrai.	62
Figura 62	Visão geral da rocha.	63
Figura 63	Visão geral da rocha. Retângulos coloridos localizam as feições da Figura 65.	64
Figura 64	Observar porfiroclasto de plagioclásio como um cristal remanescente não totalmente recristalizado.	64
Figura 65	(A) Sigmóide de plagioclásio com estrutura mirmequítica e <i>stair steping</i> que indica sentido de movimento destrai; (B) Estrutura manto e núcleo de plagioclásio com <i>stair steping</i> que indica sentido de movimento destrai. Fotos com mesma escala.	65
Figura 66	Visão geral de milonito composto por plagioclásio, biotita, quartzo, granada e opacos.	66
Figura 67	Visão geral do milonito. Observar matriz de tamanho uniforme com porfiroclastos e fitas de quartzo.	67

Figura 68	Observar porfiroclasto de plagioclásio como um cristal remanescente não totalmente recristalizado (por <i>subgrain rotation recrystallization</i>), envolto por fitas de quartzo.	68
Figura 69	Observar fish simétrico de plagioclásio dentro de uma fita de quartzo.	68
Figura 70	Dois fish de plagioclásio em fita de quartzo indicando sentido de movimento sinistral.	69
Figura 71	Visão geral da rocha.	70
Figura 72	Observar três <i>fish</i> simétricos de plagioclásio no centro da fotografia.	70
Figura 73	Porfiroclastos de plagioclásio com desvio destal de biotitas.	71
Figura 74	Visão geral da rocha.	72
Figura 75	Fish de ortopiroxênio com <i>stair steping</i> indicando sentido de movimento destal.	72
Figura 76	Fish de ortopiroxênio com <i>stair steping</i> que indica sentido de movimento destal.	73
Figura 77	<i>Fish</i> simétrico de plagioclásio.	73
Figura 78	Porfiroclasto de plagioclásio com fratura ao longo da qual houve recristalização de plagioclásio.	74
Figura 79	Porfiroclasto de plagioclásio com bordas recristalizadas por <i>subgrain rotation recrystallization</i> , envolto por fitas de quartzo.	74
Figura 80		75

Gnaiss fitado.

Figura 81 Fish de plagioclásio dentro de fita de quartzo, indicando sentido de 75
movimento sinistral.

1. INTRODUÇÃO

1.1. Objetivo

O trabalho desenvolvido tem como objetivo a caracterização de texturas e estruturas de rochas miloníticas ao longo de dois segmentos da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, em Além Paraíba e Santo Antônio de Pádua.

1.2. Metodologia

A metodologia utilizada consistiu em pesquisa bibliográfica, confecção de perfis detalhados, seção geológica local e análise estrutural e microtectônica em dois afloramentos importantes relacionados a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul – Pedreira do Nilo, em Santo Antônio de Pádua, e Ilha dos Pombos, em Além Paraíba. Além disso, foram visitados e estudados afloramentos desde Três Rios até Itaperuna, ao longo desta zona e em áreas próximas aonde as rochas não foram milonitizadas. No total foram seis dias de campo nos dois afloramentos detalhados e cerca de 14 dias de reconhecimento regional.

Foram coletadas dezenas de amostras, a maioria orientada, o que resultou em 30 lâminas petrográficas descritas em microscópio Zeiss modelo Axioplan II, com o foco em análise microtectônica.

Para a confecção das seções e outras ilustrações foram utilizados os programas ArcGIS® versão 9.3, e CorelDRAW® Graphics Suite X5, sendo os dados de campo obtidos com GPS Garmin® eTrex e 12-channel em coordenadas UTM, *datum* Córrego Alegre e fuso 23S.

1.3. Localização da área

As áreas estudadas podem ser alcançadas, a partir do Rio de Janeiro, pela BR-040 até Três Rios e depois pela BR-393 que passa por Além Paraíba e Santo Antônio de Pádua (Figura 1). O trajeto completo possui 254 Km e leva cerca de 3 horas e 23 minutos.

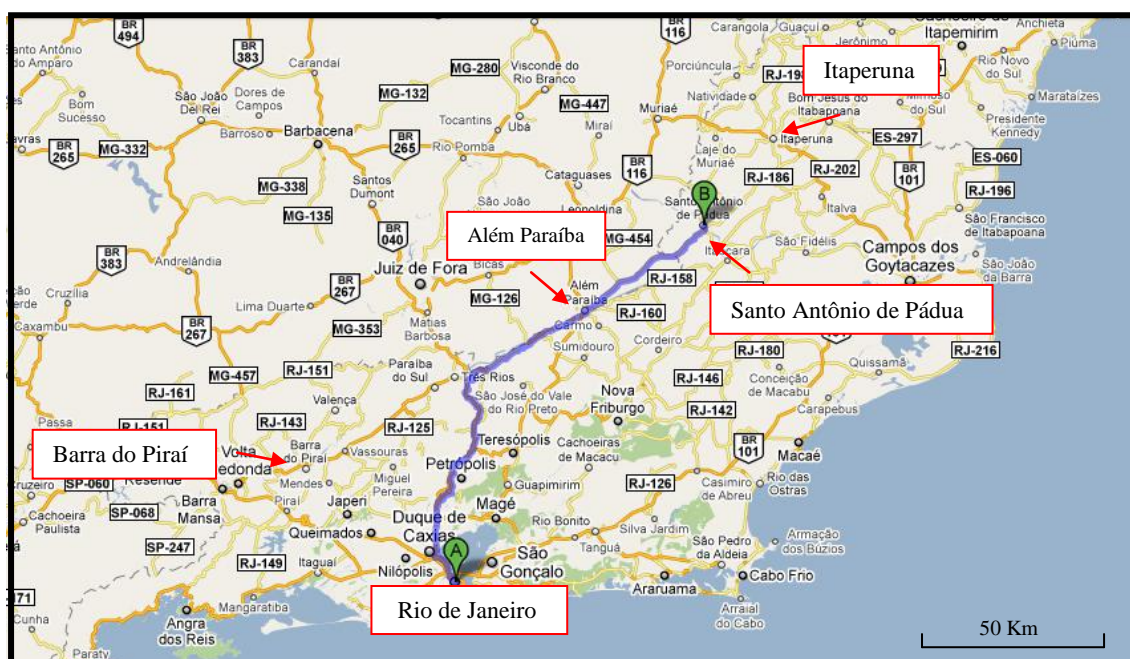


Figura 1. Localização e acesso às áreas de estudo em Santo Antônio de Pádua e Além Paraíba. Imagem extraída de Google Maps no dia 06 de abril de 2011.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, de suposta idade Eocambriana, está relacionada a uma faixa milonítica de foliação subvertical com rumo NE-SW e lineação subhorizontal, ou com caimento pequeno para SW, com movimentação principal transcorrente destral. A faixa tem uma espessura variada, chegando até 3 km, e se estende, pelo menos desde Barra do Piraí até Itaperuna (Figura 1). De acordo com Corrêa (1993), esta feição estrutural faz parte de um sistema mais extenso, compreendendo as falhas de Lancinha no Paraná e Cubatão em São Paulo, defletindo rumo ao norte onde constitui o Lineamento de Guaçuí no Espírito Santo. Este sistema de zonas de cisalhamento, em conjunto, perfaz cerca de 1.400 Km (Figura 2).

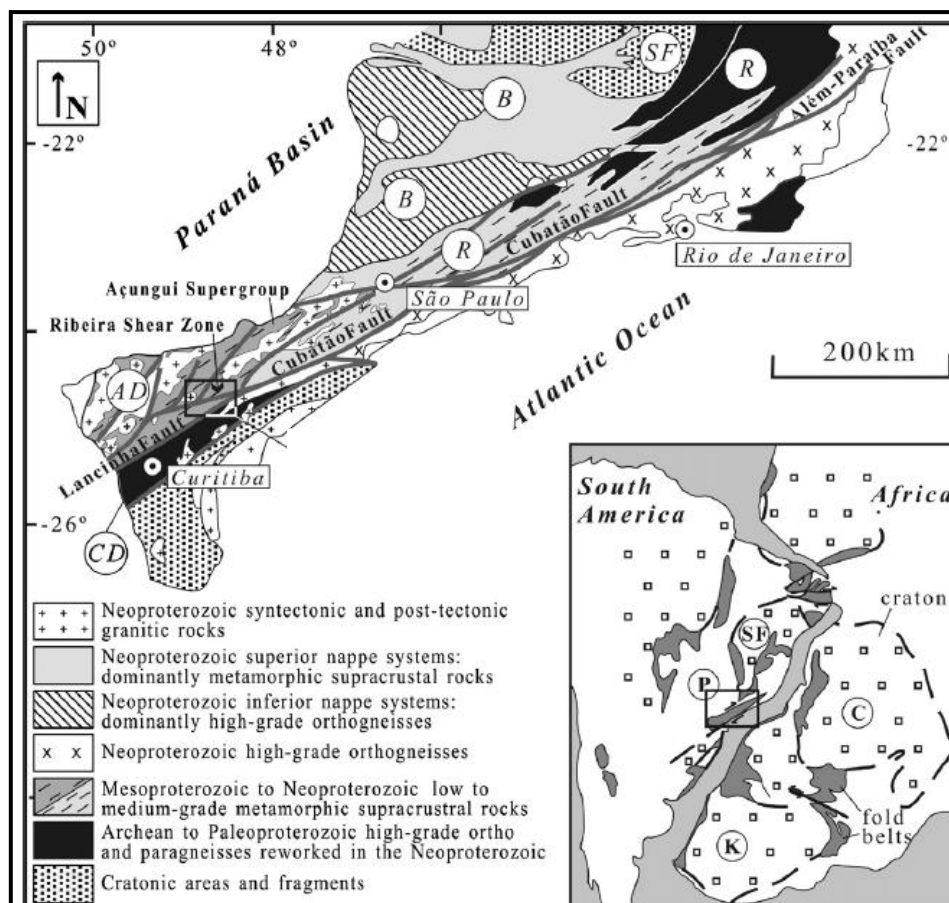


Figura 2. Mapa Geotectônico do Sudeste do Brasil mostrando áreas cratônicas São Francisco (SF); Paranapanema (P); Congo (C) e Kalarari (K) e os cinturões neoproterozóicos que constituem as faixas Ribeira (R), incluindo os domínios Apiaí (AD) e Curitiba (CD) em sua porção sul, e a Faixa Brasília (B). Modificado de Faleiros *et al.*, 2007.

Esta zona de cisalhamento está inserida no contexto evolutivo da Faixa Ribeira (Figura 3), a qual resultou da colisão entre os paleocontinentes São Francisco-Congo e o arco magmático Rio Negro (Figura 4 e Figura 6; Heilbron *et al.*, 2008) durante o Evento Pan-Africano/Brasiliano de idade Neoproterozóico-Cambriano, com seus últimos estágios se estendendo até o Ordoviciano.

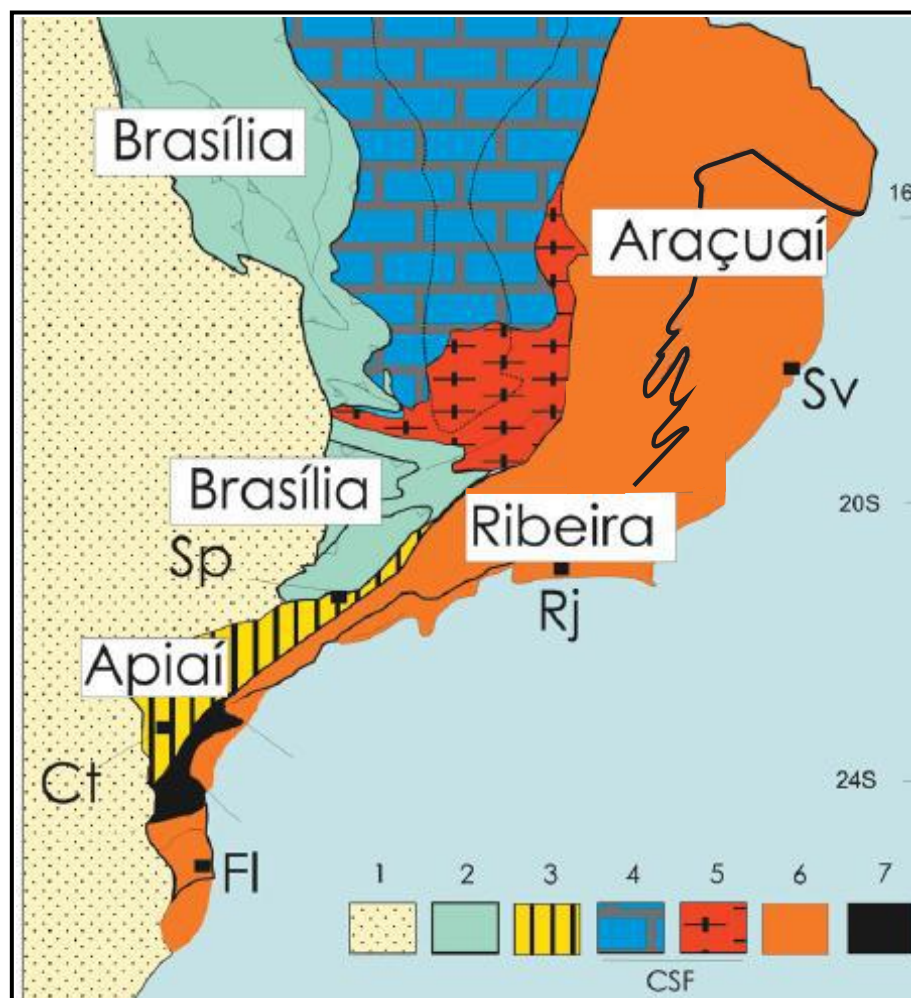


Figura 3. O Cráton do São Francisco e suas faixas móveis. Legenda: Cobertura fanerozoica: 1 - Bacia do Paraná. Província Tocantins: 2 - Faixa Brasília. Província Mantiqueira: 3 - Faixa Apiaí; 6 - faixas Ribeira e Araçuaí. Embasamento pré-1,7 Ga: 5 – Embasamento do cráton; 7 - Maciço de Joinville. Coberturas do Cráton do São Francisco: 4 – Grupo Bambuí. Sv- Salvador; Rj - Rio de Janeiro; Fl - Florianópolis; Ct - Curitiba; Sp - São Paulo. Modificado de Heilbron *et al.*, 2004a.

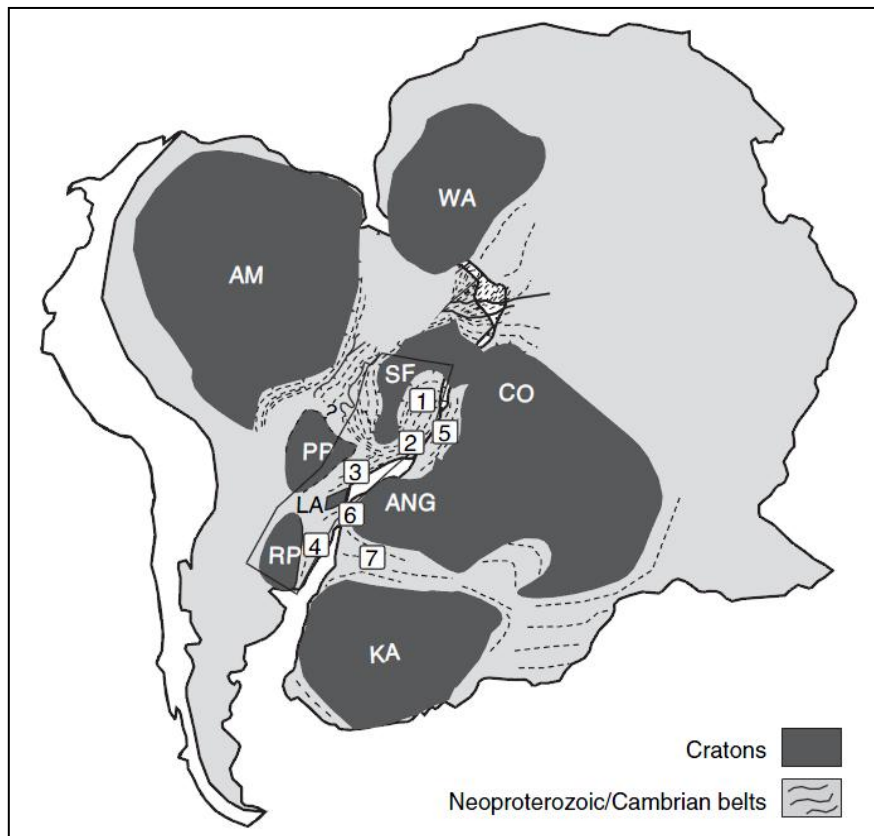


Figura 4. Localização das faixas móveis Neoproterozóicas e crátons na América do Sul e África (Gondwana Oeste). Cinturões Neoproterozóicos: 1-Faixa Araçuaí; 2-Faixa Ribeira Central; 3-Faixa Ribeira sul; 4-Faixa Dom Feliciano; 5-Faixa *West Congo*; 6-Faixa *Kaoko*; 7-Faixa *Damara*. Principais Crátons: AM-Amazônia; SF-São Francisco; LA-Luís Alves; RP-Rio de la Plata; WA-West Africa ; CO -Congo; ANG-Angola; KA-Kalahari. O polígono indica as unidades tectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Imagem extraída de Heilbron *et al.*, 2008.

A Faixa Ribeira foi subdividida em quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/ Embú e Cabo Frio (Figura 5, Heilbron *et al.*, 2004, 2008). Estes terrenos são interpretados como paleoplacas convergentes durante a formação do supercontinente *Gondwana*, sendo o Terreno Ocidental correspondente à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental à placa superior, na qual se instalou um arco magmático (Figura 6; Arco Mágmatco Rio Negro; Tupinambá *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2004). Para leste, a colisão do Domínio Cabo Frio sobre o Terreno Oriental, resultou no fechamento do espaço *back arc* (Schmitt *et al.*, 2004).

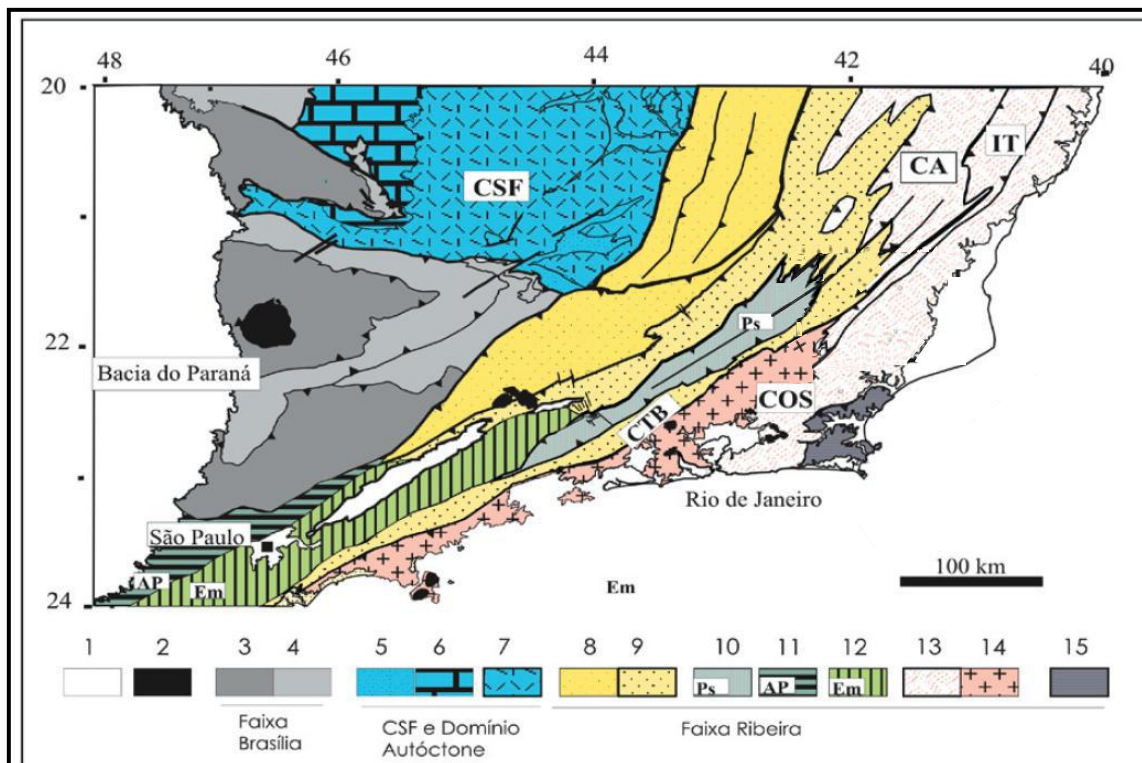
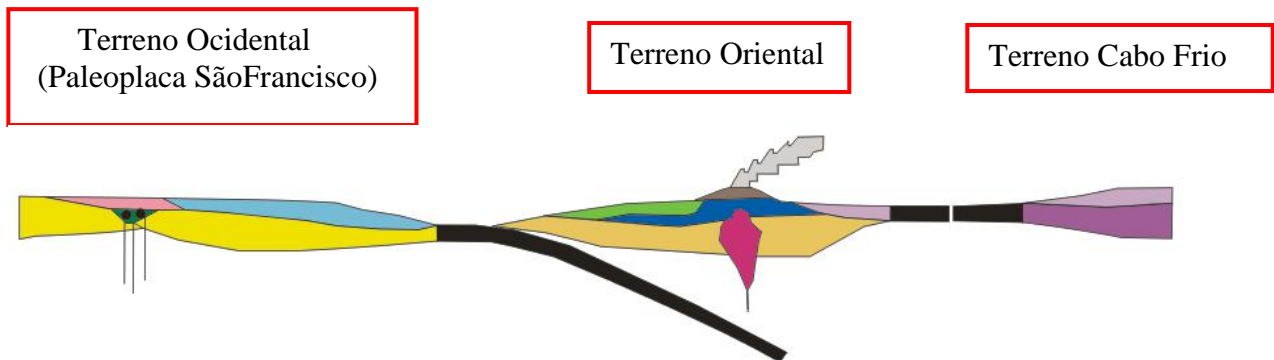
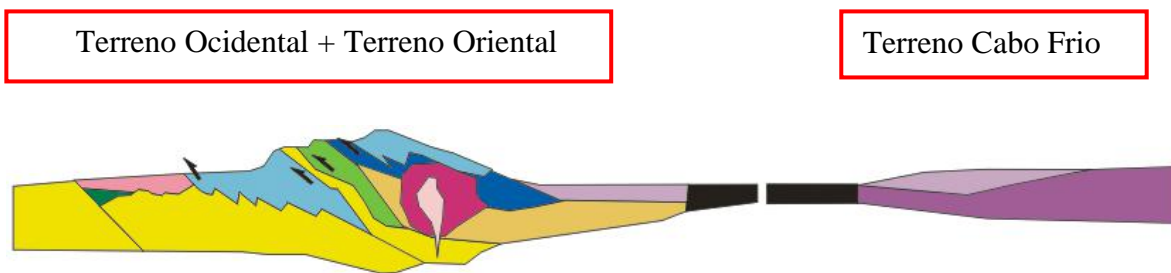


Figura 5. Mapa da compartimentação tectônica da região sudeste brasileira, modificado de Heilbron *et al.*, 2004 a. Legenda: 1-Coberturas Fanerozóicas; 2-Rochas Alcalinas do K/Eoceno; 3 a 4: Faixa Brasília: 3-Domínio Externo, 4-Domínio Interno; 5 a 7: Craton do São Francisco e Domínio autóctone: 5- Megassequência Andrelândia autóctone, 6-Supergrupo Bambuí, 7-Embasamento cratônico; 8 a 15: terrenos da Faixa Ribeira: 8-Terreno Ocidental/Domínio Andrelândia, 9-Terreno Ocidental/Domínio Juiz de Fora, 10-Terreno Paraíba do Sul, 11-Terreno Apiaí, 12-Terreno Embú, 13-Terreno Oriental: Ca- Domínio Cambuci, IT-Klippe Italva, Cos-Domínio Costeiro, 14-Terreno Oriental/Arco magmático Rio Negro, 15-Terreno Cabo Frio.

a) 790-590 Ma



b) 590-550 Ma



c) 535-510 Ma

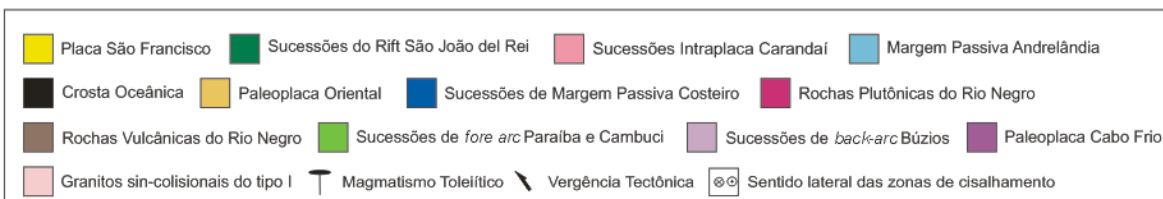
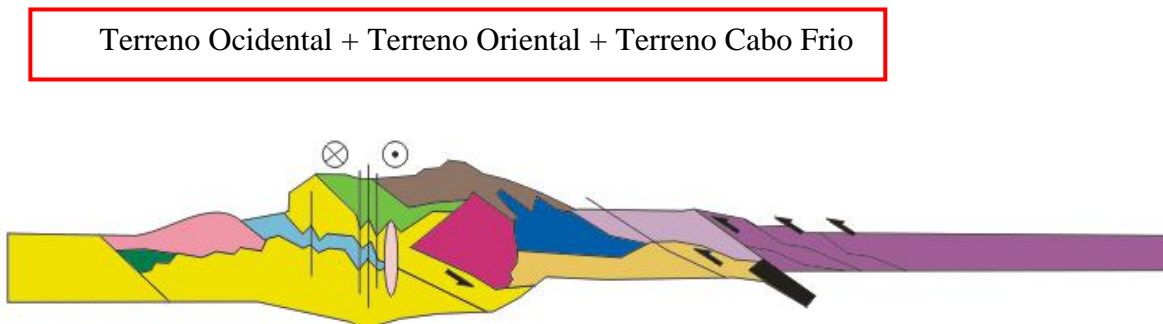


Figura 6. Evolução Tectônica da Faixa Ribeira Central. Modificado de Heilbron e Machado (2003).

2.1. O Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental possui o registro dos efeitos metamórficos e tectônicos de todas as colisões relacionadas à amalgamação do *Gondwana* oeste, consistindo no retrabalhamento de unidades do embasamento Paleoproterozóico/Arqueano e sucessões de margem passiva Neoproterozóica (Heilbron, *et al.*, 2008), no qual o metamorfismo alcança *facies* granulito (Tupinambá *et al.*, 2007). Os trechos estudados da zona de cisalhamento Paraíba do Sul estão compreendidos neste domínio.

O embasamento consiste de duas unidades principais: a) Complexo Mantiqueira, com ortognaisses Arqueanos a Paleoproterozóicos, localmente apresentando migmatitos, anfibolitos e granulito; b) Complexo Juiz de Fora, com ortogranulitos Paleoproterozóicos que possuem grande variação composicional (Heilbron, *et al.*, 2008).

A sucessão de margem passiva é correlacionada a Megassequência Andrelândia (Pacciulo *et al.*, 2000), composta por rochas metamórficas siliciclásticas, subdivididas em duas sequências separadas por uma discordância. A Sequência Carrancas, basal, é formada por paragneisses, quartzitos e mica xistos, contendo lentes máficas e ultramáficas, interpretada como depósitos de plataforma, que gradam em direção ao topo para turbiditos marinhos mais distais com assembléias de fundo oceânico. Na Sequência Rio do Turvo, superior, a presença de seixos caídos e correlações regionais sugerem a influência de glaciação (Pacciulo *et al.*, 2000). A máxima idade deposicional para a Megassequência Andrelândia é de 1,0 a 0,9 Ga, dada por idades U-Pb em zircões detríticos nos metasedimentos e em rutilo em anfibolitos intercalados nos metasseminetos (Valeriano *et al.*, 2004).

2.2. O Terreno Paraíba do Sul/ Embú

O Terreno Paraíba do Sul constitui uma *klippe* dobrada (Figura 7) contendo ortognaisses Paleoproterozóicos do Complexo Quirino e rochas metassedimentares siliciclásticas ricas em intercalações de mármore dolomíticos e lentes calcissilicáticas de idade ainda incerta pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2008).

O Terreno Embú é composto por ortognaisses Paleoproterozóicos com composição granítica a tonalítica e por biotita gnaisses e mica xistos com intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos do Complexo Embú (Heilbron *et al.*, 2008).

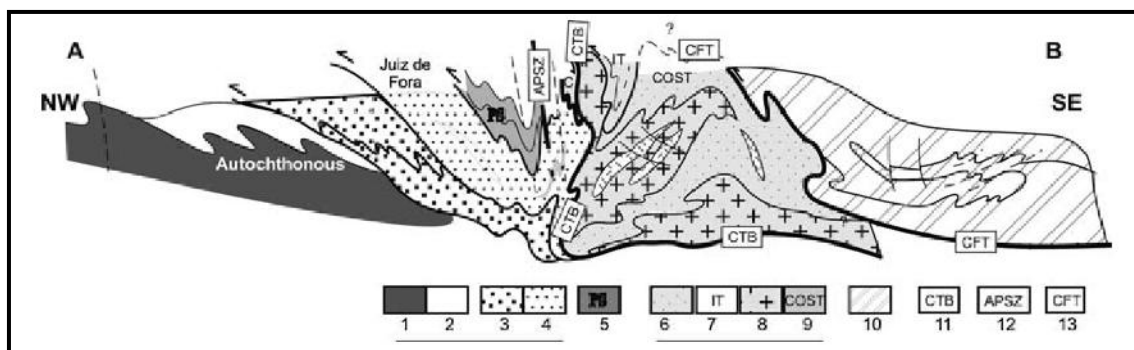


Figura 7. Seção tectônica transversal da Faixa Ribeira, modificado de Heilbron *et al.*, 2008. 1, embasamento e 2, cobertura do Domínio Autóctone; 3, Andrelândia e 4, Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 5, Terreno Paraíba do Sul; 6-9; Terreno Oriental; 6, Domínio Cambuci; 7, Domínio Italva; 8, Arco Rio Negro e 9, sucessões metasedimentares do Domínio Costeiro; 10, Terreno Cabo Frio; 11, Limite Tectônico Central; 12, Zona de Cisalhamento Além Paraíba; 13, Empurrão de Cabo Frio.

2.3. O Terreno Oriental

O Terreno Oriental contém as rochas geradas em ambientes de arco magmático e metassedimentos Neoproterozóicos, sendo subdividido na região noroeste fluminense em três domínios estruturais distintos (Tupinambá *et al.*, 2007).

O Domínio Cambuci, em posição basal, compreende uma sequência metavulcanosedimentar com lentes de mármore e ortognaisses calcioalcalinos com ambiência tectônica de arco magmático (Tupinambá *et al.*, 2007).

O Domínio Costeiro é constituído por metassedimentos pelíticos em fácies anfibolito alto a granulito, com intercalações de quartzitos impuros intrudidos por ortognaisses e metagabros do Arco Mágmatco Rio Negro (ca. 790 a 620 Ma) (Tupinambá *et al.*, 2007).

A *Klippe* de Italva aflora sobre o Domínio Costeiro e compreende um conjunto metavulcanosedimentar com mármore calcíticos, anfibolitos (ca. 840 Ma) e paragnaisses com provável contribuição vulcânica (Tupinambá *et al.*, 2007). Esta sequência é atribuída à sedimentação em um ambiente plataformar com vulcanismo basáltico (Heilbron *et al.*, 2008).

2.4. O Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio é composto por rochas supracrustais do Neoproterozóico–Cambriano, tectonicamente intercaladas em baixo ângulo com um embasamento Paleoproterozóico retrabalhado (Schmitt *et al.*, 2004).

O embasamento ortognáissico é subdividido em uma unidade predominantemente félsica (Unidade Região dos Lagos) e uma unidade máfica subordinada (Unidade Forte de São Mateus) (Schmitt *et al.*, 2004).

A Unidade Região dos Lagos é composta principalmente por metagranitóides com metaquartzo-diorito subordinado e corpos metatonalíticos, todos cortados por veios aplíticos hololeucocráticos e quartzo-feldspáticos, localmente com textura pegmatítica (Schmitt *et al.*, 2004).

A Unidade Forte de São Mateus é constituída por gnaisses bandados anfibolíticos de até 50 m de espessura. É tectonicamente intercalada com a Unidade Região dos Lagos, e contém diques anfibolíticos que cortam o ortogneisse félsico (Schmitt *et al.*, 2004).

A Unidade Supracrustal tem no mínimo 500 m de espessura e é dividida em três grupos (quartzo-feldspático, aluminoso com cianita/sillimanita e rochas calcissilicáticas), intercalados com corpos anfibolíticos (Schmitt *et al.*, 2004).

A sucessão Búzios é um pacote metassedimentar aluminoso espesso (sillimanita–cianita–granada–biotita gnaiss) com numerosas intercalações calcissilicáticas e anfibolíticas (Schmitt *et al.*, 2004).

A sucessão Palmital é composta principalmente por espessos pacotes de paragneisses quartzo-feldspáticos (>300 m), com intercalações aluminosas, rochas calcissilicáticas e camadas quartzíticas feldspáticas (Schmitt *et al.*, 2004).

2.5. Fases de Deformação da Faixa Ribeira

As fases de deformação $D_1 + D_2$ representam a etapa principal de encurtamento crustal observada no segmento central da Faixa Ribeira (Heilbron *et al.*, 1995), relacionadas a colisão que colocou em contato o Terreno Oriental, onde está o arco magmático Rio Negro, com o Terreno Ocidental, que neste período já era constituído pelos Paleocontinente São Francisco e Paranapanema aglutinados. Ou seja, esta colisão ocorreu entre um arco magmático e uma crosta espessada pela colisão anterior entre os

Paleocontinente São Francisco e Paranapanema. De acordo com Heilbron *et al.*, 1995, esta fase teria ocorrido entre 590 e 563 Ma.

Estas duas etapas de deformação contínuas geraram as estruturas penetrativas observadas na maioria dos afloramentos de todos os domínios tectônicos. Em escala regional, a deformação principal é responsável pelo empilhamento de diversas escamas de empurrão com transporte tectônico direcionado para a área do Cráton de São Francisco (Heilbron *et al.*, 1995). Esta fase possui um padrão complexo, e muitas vezes uma mesma zona de cisalhamento passa de empurrão para zona transcorrente destrál ao longo do strike, indicando convergência oblíqua (Heilbron *et al.*, 1993). Desta tectônica de empurrões resultaram: a) dobras, assimétricas apertadas a isoclinais, variando de recumbentes a reclinadas; b) foliação principal registrada como clivagem ou xistosidade de crenulação, xistosidade recristalizada ou forte foliação milonítica; c) forte lineação de estiramento, lineação mineral e de interseção e d) *boudinage* (Heilbron *et al.*, 1995).

A deformação D₃, de acordo com Schmitt *et al.* (2004) *apud* Heilbron *et al.* (2008), ocorreu entre 530-510 Ma, resultando da colisão do Terreno Cabo Frio com o conjunto antes amalgamado (paleoplaca Sanfranciscana, paleoplaca Paranapanema e Terreno Oriental). Esta terceira fase de deformação resolveu a compressão contínua através do redobramento das estruturas formadas nas fases anteriores (Heilbron, *et al.*, 1995). Tal deformação gerou dobras abertas a fechadas, subordinadamente isoclinais, com eixos NE-SW subhorizontais e planos axiais com mergulhos íngremes para SE ou NW. Durante esta fase foram geradas dobras de grande porte como a Megassinforma do Rio Paraíba do Sul, cujo traço axial está situado próximo a calha deste rio, além da Megantiforma do Rio de Janeiro (Heilbron *et al.*, 1995).

A Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul também é produto da deformação D₃, com geração de foliação milonítica, estrutura planar mais importante transpondo a foliação principal D₁+D₂, além de dobras que chegam a ser isoclinais (Heilbron *et al.*, 1995).

Diversos estudos realizados nesta zona revelam que o sentido do movimento relativo principal entre os blocos adjacentes é predominantemente destrál, conforme atestam indicadores cinemáticos e análise de deformação, porém acredita-se que também exista uma componente vertical inversa secundária, que resulta em zonas de transpressão (Dayan e Keller, 1989 *apud* Correa Neto *et al.*, 1993, Heilbron, *et al.*, 1995; Correa Neto *et al.*, 1993).

Em uma quarta fase de deformação, D₄, foram geradas zonas de cisalhamento verticais com trend ortogonal à extensão do orógeno (NW-SE), associadas a dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas (Tupinambá *et al.*, 2007). A atitude destas zonas de cisalhamento, paralelas aos planos axiais das dobras D₄, possui direção 320-140 com mergulhos subverticais para NE ou SW. Possuem movimentação preferencial direcional sinistral, com pequenos componentes de rejeito vertical, sendo que o bloco leste é o abatido (Heilbron, *et al.*, 1995).

2.6. Metamorfismo

De acordo com Heilbron *et al.*, 1995 podem ser reconhecidas duas fases de metamorfismo na Faixa Ribeira, M₁ e M₂. A etapa metamórfica M₁ atingiu seu ápice de temperatura durante a deformação principal (D₁ + D₂) e, por isso, as paragêneses resultantes podem ser observadas nas foliações S₁, S₂ ou S₁₊₂.

De forma geral, o metamorfismo aumenta para sudeste, assim, as condições de máxima temperatura estão registradas nas regiões da Serra do Mar e Costeira do Rio de Janeiro (associação cordierita + sillimanita + almandina + K-feldspato). As condições de temperatura da etapa M₁ foram suficientemente altas para causar anatexia generalizada em algumas unidades supracrustais, o que acabou originando granitóides tipo S. Estes granitóides, sin-D₂ a inter D₂/ D₃, são freqüentes nos Domínios Juiz de Fora e Paraíba do Sul/Embú, onde chegam a atingir dimensões batolíticas. As condições de máxima pressão variam de média a alta, seguidas por uma etapa de menor pressão. Os valores máximos de temperatura e pressão obtidos são da ordem de 700-900 °C e 8-10 kb para a região de Andrelândia (Trouw, 1992 apud Heilbron, *et al.*, 1995).

O metamorfismo M₂ caracteriza-se por recristalização e crescimento de minerais metamórficos contemporâneos a fase de deformação D₃. A partir do contato basal do Domínio Paraíba do Sul para sul, a temperatura da etapa M₂ aumenta, causando a recristalização dinâmica de minerais na xistosidade S₃, especialmente nas zonas de cisalhamento desta fase de deformação. A ocorrência de leucossomas anatéticos, bem como o aumento na proporção de granitóides, com posicionamento temporal relativo inter D₂ e D₃ a sin-D₃, também indicam aumento de temperatura para sul (Heilbron *et al.*, 1995).

2.7. Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul entre Além Paraíba e Pádua

Neste trecho a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul foi batizada de Zona de Cisalhamento Além Paraíba-Pádua por Egídio-Silva *et al* (2002). Nesta área a zona de cisalhamento possui orientação N070°E e representa a terminação norte de uma rede de zonas de cisalhamento do tipo *strike slip* destrais que, segundo aqueles autores, se estende por mais de 1.000 Km na porção sul da Faixa Ribeira. (Fig 8). Estas zonas possuem foliação milonítica desenvolvida sob condições de alta temperatura, em facies granulito (Egídio-Silva *et al.*, 2002).

Segundo Egídio-Silva *et al.* (2002), na área de Santo Antônio de Pádua as faixas miloníticas possuem um *trend* paralelo a Faixa Ribeira, enquanto em Além Paraíba os milonitos são levemente oblíquos à faixa, considerando a disposição dos últimos como uma grande banda de cisalhamento (*shear band C'*). Ou seja, seria uma zona de transferência de *strain* que acomodou a componente ortogonal de contração neste regime transpressional.

Ainda segundo Egídio-Silva *et al* (2002) a foliação milonítica em Santo Antônio de Pádua possui *trend* NE-SW e em Além Paraíba ENE-WSW, e nos dois lados da zona de cisalhamento de Além Paraíba o mergulho da foliação decresce para SE e NW em uma configuração semelhante a um leque (Figura 7). Este padrão não é observado em Santo Antônio de Pádua onde a foliação apresenta alto mergulho para SE (a menos que seja localmente modificada). Em Santo Antônio de Pádua a lineação de estiramento cai levemente para SW, enquanto que em Além Paraíba, a lineação é subhorizontal. Indicadores cinemáticos encontrados sugerem deslocamento destrai e boudins assimétricos de anfibolitos ocorrem envolvidas por milonitos félsicos.

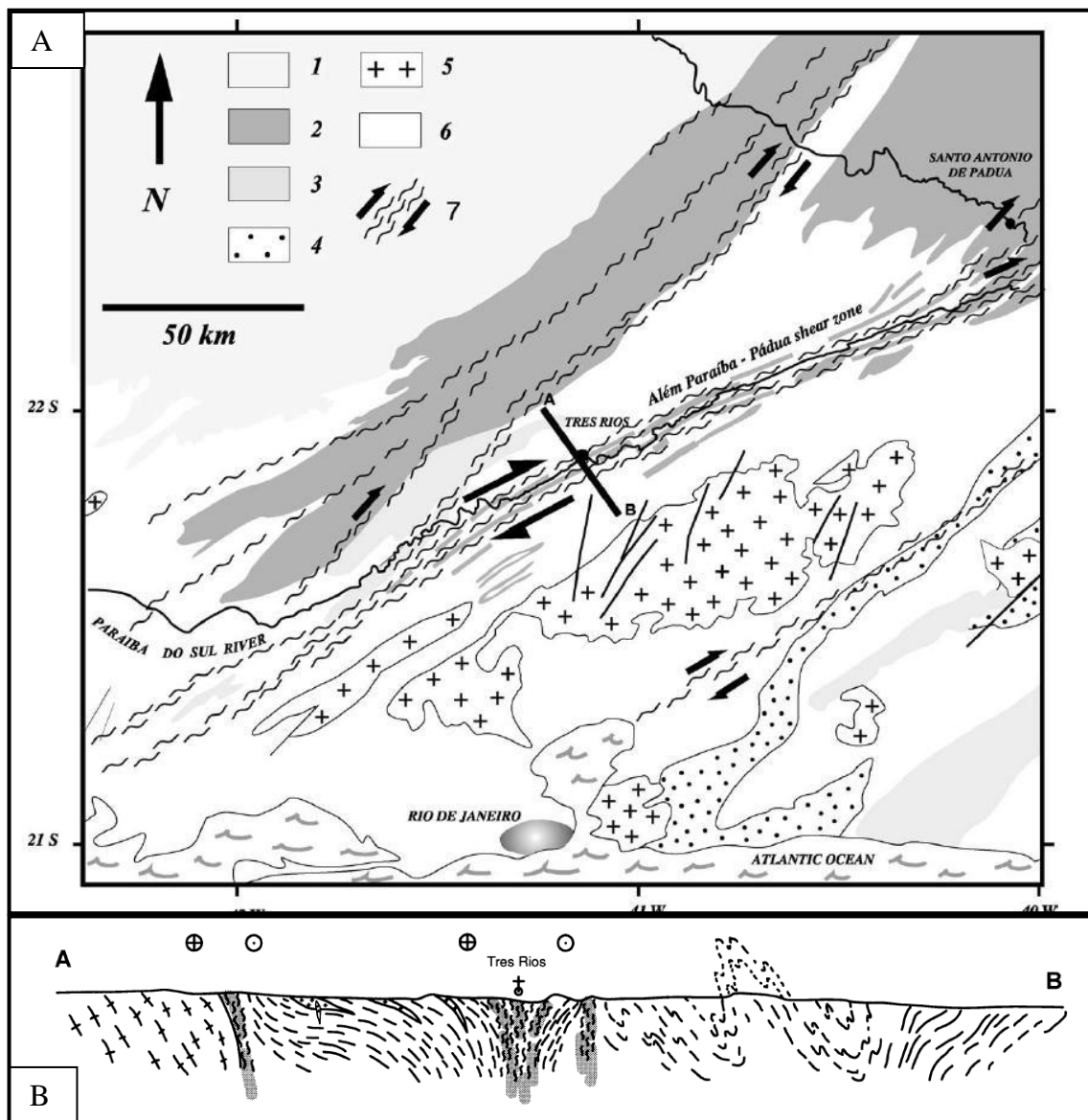


Figura 8. (A) Mapa geológico esquemático da Zona de Cisalhamento de Além Paraíba. (1) Embasamento policíclico, (2) Complexo Juiz de Fora, (3) Enderbrito, (4) Kinzigito, (5) Granitos sintectônicos, (6) Complexo Paraíba do Sul, (7) Rochas miloníticas. (B) Seção Geológica esquemática (A–B) ao longo da Zona de Cisalhamento Além Paraíba–Pádua. Modificado de Egídio-Silva *et al.*, 2002.

3. Nomenclaturas e Definições

3.1. Zonas de Cisalhamento e Milonitos

Zonas de cisalhamento são zonas planares de concentração de deformação que acomodam movimento relativo entre os blocos adjacentes. A deformação nestas zonas provoca o desenvolvimento de tramas características e assembléias minerais que refletem as condições de P e T, do tipo de fluxo, sentido de movimento e história de deformação. Portanto, são uma importante fonte de informações geológicas. As zonas de cisalhamento podem mostrar evidências de vários estágios de atividade em diferentes condições metamórficas (em algumas zonas de cisalhamento reativadas, milonitos de baixo grau podem ser superpostos a milonitos de alto grau, mostrando estruturas de graus metamórficos contrastantes. O inverso também pode ocorrer, mas raramente se preserva (Passchier & Trouw, 2005, *Shear Zones*, Microtectonics).

Elas podem ser divididas em zonas rúpteis (níveis crustais mais rasos, quebradiços) e em zonas dúcteis (desenvolvidas sob condições metamórficas). As zonas de cisalhamento que transectam a crosta e o manto superior têm segmentos rúpteis e dúcteis. Vários fatores controlam em que profundidade ocorrerá a transição entre estes segmentos, como: tipo litológico, pressão de fluidos, taxa de strain, orientação do campo de stress, gradiente geotérmico, tamanho do grão e trama pré-existente (Passchier & Trouw, 2005, *Shear Zones*, Microtectonics).

As zonas dúcteis são reconhecidas devido à ocorrência de rochas altamente deformadas bordejadas por outras menos deformadas. Nelas, ocorrem rochas com forte foliação e lineação que apresentam em sua trama evidências de intensa deformação dúctil e elementos com simetria monoclinica. Estas rochas, chamadas milonitos, apresentam matriz fina com remanescentes minerais mais resistentes e de tamanho maior que a matriz, os porfiroclastos. No entanto, porfiroclastos não se formam sempre a partir dos mesmos minerais, já que as propriedades reológicas dos minerais dependem das condições metamórficas e do tamanho de grão inicial (Passchier & Trouw, 2005, *Shear Zones*, Microtectonics).

Podem ocorrer estruturas assimétricas que funcionam como indicadores do sentido de cisalhamento, como mineral *fish*, *quarter folds*, foliação oblíqua, porfiroclastos, dobras assimétricas, *boudins* assimétricos, bandas de cisalhamento S/C e S/C`.

A formação de milonitos é controlada principalmente pelas variáveis intensidade de deformação, composição mineralógica da rocha original e condições metamórficas durante e depois da milonitização, isto inclui: temperatura, pressão confinante, presença e composição de fluidos (Passchier & Trouw, 2005, *Shear Zones*, Microtectonics).

Os milonitos podem ser classificados quanto ao grau metamórfico (principalmente baseado em tamanho do grão, tipo e estágio de recrystalização), como milonitos de alto, médio e baixo grau. Podem também ser classificados de acordo com a composição mineral no caso de rochas monominerálicas (por exemplo, quartzomilonito) ou considerando seu litotipo (monzogranito milonito, por exemplo). Há ainda uma classificação que leva em conta a porcentagem de matriz em relação aos porfiroclastos: ultramilonitos: 90-100% de matriz, milonitos: 50-90% de matriz e protomilonitos: 10-50% de matriz. Esta classificação é considerada imprecisa já que a distinção entre os grãos que compõem a matriz e que são porfiroclastos é arbitrária. Além disso, a formação ou não de porfiroclastos depende da composição mineralógica (se é poli ou monominerálica), da granulometria da rocha original e do grau metamórfico (milonitos de alto grau geralmente possuem menos porfiroclastos), ou seja, um ultramilonito não necessariamente é mais deformado que um protomilonito derivado de outra rocha parental. Por exemplo, um quartzito sujeito a milonitização irá formar um ultramilonito com um strain muito menor que um granito, já que o primeiro não tem feldspatos para formar porfiroclastos. Portanto, comparação entre os três tipos de milonitos em termos de intensidade de strain só é relevante se vierem da mesma rocha parental (Trouw *et al.*, 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*).

Outras terminologias utilizadas são blastomilonitos e filonitos. Os primeiros constituem rochas miloníticas com recrystalização estática significativa de parte da trama depois que a deformação cessa e os segundos representam milonitos de granulometria fina e/ou ricos em mica (Passchier & Trouw, 2005, *Shear Zones*, Microtectonics).

Assim, podemos definir milonitos como rochas de qualquer composição, geralmente associados com zonas de cisalhamento, com uma estrutura específica indicativa de deformação dúctil mais intensa que as rochas adjacentes. Esta estrutura é caracterizada pela presença de forte foliação e lineação, de uma matriz relativamente fina com porfiroclastos (só ausentes ou pouco expressivos em ultramilonitos) e a ocorrência freqüente, especialmente em milonitos de baixo grau, de estruturas

assimétricas como bandas de cisalhamento C/S ou C', *fish*, *stair stepping*, foliação oblíqua e etc.

O termo milonito é estritamente estrutural e não deve ser utilizado como nome de rocha em uma seqüência estratigráfica (Trouw *et al.*, 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*).

Milonitos de Baixo Grau

Acredita-se que a temperatura deste tipo de milonito seja algo entre 250 e 500°C. Há uma transição gradual entre cataclasitos (rochas de falhas rúpteis) e milonitos de baixo grau. Quanto aos milonitos de médio grau, a principal distinção é que o tamanho em que os grãos de quartzo recristalizados crescem é menor que 50 micrômetros em milonitos de baixo grau, enquanto que em milonitos de médio grau é maior. Os feldspatos são principalmente deformados por fraturas, mas deformação plástica é evidente por extinção ondulante e por contatos lobulares entre os grãos. Estruturas assimétricas que podem ser usadas como indicadores cinemáticos se desenvolvem melhor em milonitos de baixo grau do que em rochas cataclásticas e em milonitos de alto grau (Trouw *et al.*, 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*).

Milonitos de Médio Grau

Acredita-se que a temperatura deste tipo de milonito seja algo entre 500 e 650 °C. Em milonitos de médio grau o quartzo de modo geral é completamente recristalizado, principalmente por *subgrain rotation*, e cresce em uma trama cristaloblástica poligonal de grãos livres de *strain* com um tamanho médio de grão que excede os 50 micrômetros. Fraturas não são comuns. Estruturas assimétricas que podem ser usadas como indicadores cinemáticos não são tão freqüentes como em milonitos de baixo grau (Trouw *et al.*, 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*).

Milonitos de Alto Grau

Milonitos de alto grau são formados em temperaturas acima de 650°C. Eles são relativamente incomuns, provavelmente porque sua conservação é problemática. Muitos milonitos formados nestas condições tendem a se recrystalizar completamente, destruindo e mascarando a estrutura milonítica que só é preservada se o crescimento do grão é de alguma forma inibido na rocha como, por exemplo, devido a sua natureza poliminerálica.

A competição entre a taxa de *strain* e a taxa de recuperação/ recrystalização é o maior determinante da textura de rochas de falha. As taxas são funções de composição, tamanho de grão, temperatura, fluidos e o campo de stress (Trouw *et al.*, 2010, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*).

3.2. *Foliation Boudinage*

Boudinage é um fenômeno comum em rochas acamadadas. Camadas de litologias específicas são rompidas em fragmentos alongados devido a um processo extensional. Acredita-se que este tipo de *boudinage* resulte de diferenças reológicas entre camadas competentes e uma matriz viscosa, onde as primeiras rompem ortogonalmente à direção de extensão na rocha (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

Além deste tipo usual de boudinagem, estruturas similares são observadas em rochas com foliação que não possuem variação litológica. Muitas rochas fortemente foliadas mostram veios em um ângulo elevado em relação ao plano de foliação e uma deflexão desta em direção aos veios semelhante à de um neck de boudin (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

Devido à essa semelhança e relação aparente com rochas foliadas, a feição é conhecida como boudinagem da foliação (*Foliation boudinage*). Esta estrutura ocorre frequentemente na Pedreira do Nilo, em Santo Antônio de Pádua.

Foliation boudinage é formada em locais isolados de rochas foliadas e é reconhecida pela curvatura da foliação formando dobras passivas adjacentes a um veio central, na maior parte preenchido por minerais. O grau de curvatura da foliação diminui com a distância em relação ao veio e se torna paralela à foliação não perturbada da rocha. Esta estrutura não é geralmente relacionada a qualquer contraste reológico das camadas (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

Os tipos mais comuns são: losangular, crescente, X e duplo crescente (Figura 9). Essas categorias são nomeadas a partir das geometrias dos necks dos boudins em seção normal à foliação e paralela à lineação de estiramento. Todos esses tipos ocorrem como estruturas abertas e preenchidas, mas também podem mostrar uma transição para a geometria boca de peixe, que é o estágio final no desenvolvimento de veios (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

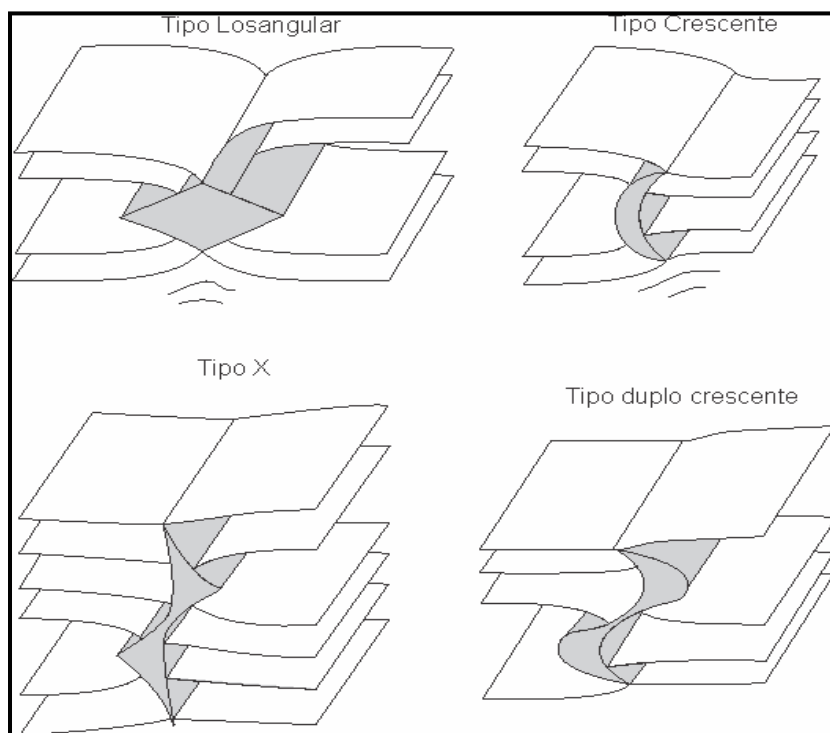


Figura 9. Tipos mais comuns de Foliation boudinage. Modificado de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.

Formação da Estrutura

Estas estruturas se formam por uma combinação de deformação dúctil (indicada pela deflexão e dobramento da foliação na rocha), fraturamento e preenchimento do veio por fluido (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

O que ocorre é que um esforço extensivo inicial gera uma fratura perpendicular à extensão. Com a deformação progressiva, a fratura se torna cada vez mais aberta e, caso haja fluidos disponíveis no local, eles podem migrar para a abertura, preenchendo-a. Devido a compressão ortogonal que ocorre como consequência da extensão, estas fraturas são progressivamente achatadas, podendo atingir o total fechamento (Figura 10). Assim, a grande variedade de formas transicionais (p.ex passando de losangular para boca de peixe) representam uma série de aumento da deformação.

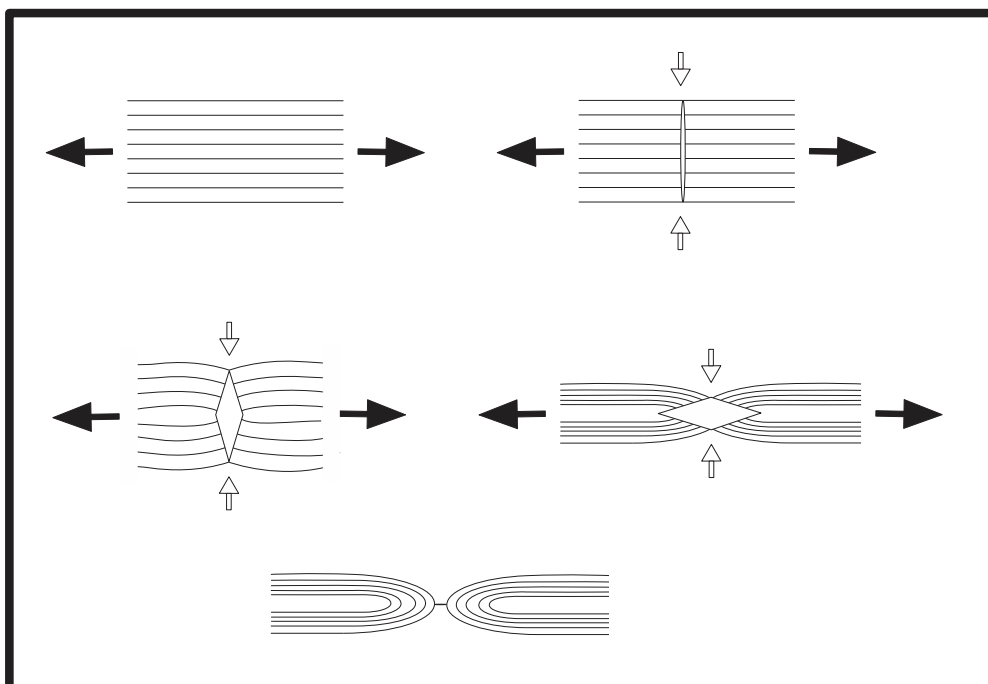


Fig 10. Ilustração sobre a gênese da *foliation boudinage*.

Geometria

Fraturas retilíneas tendem a propagarem-se e formarem veios do tipo losangular, triangular ou X, enquanto as fraturas curvas podem dobrar e deformarem-se em veios do tipo crescente (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

A geometria das estruturas depende da forma do veio central e da deflexão da foliação próximo a ele.

O formato do neck do boudin depende da orientação inicial e da forma da fratura, do comportamento da propagação da fratura, da geometria da deformação geral e do estágio em que o preenchimento por fluidos é realizado (Figura 11; Figura 12) (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

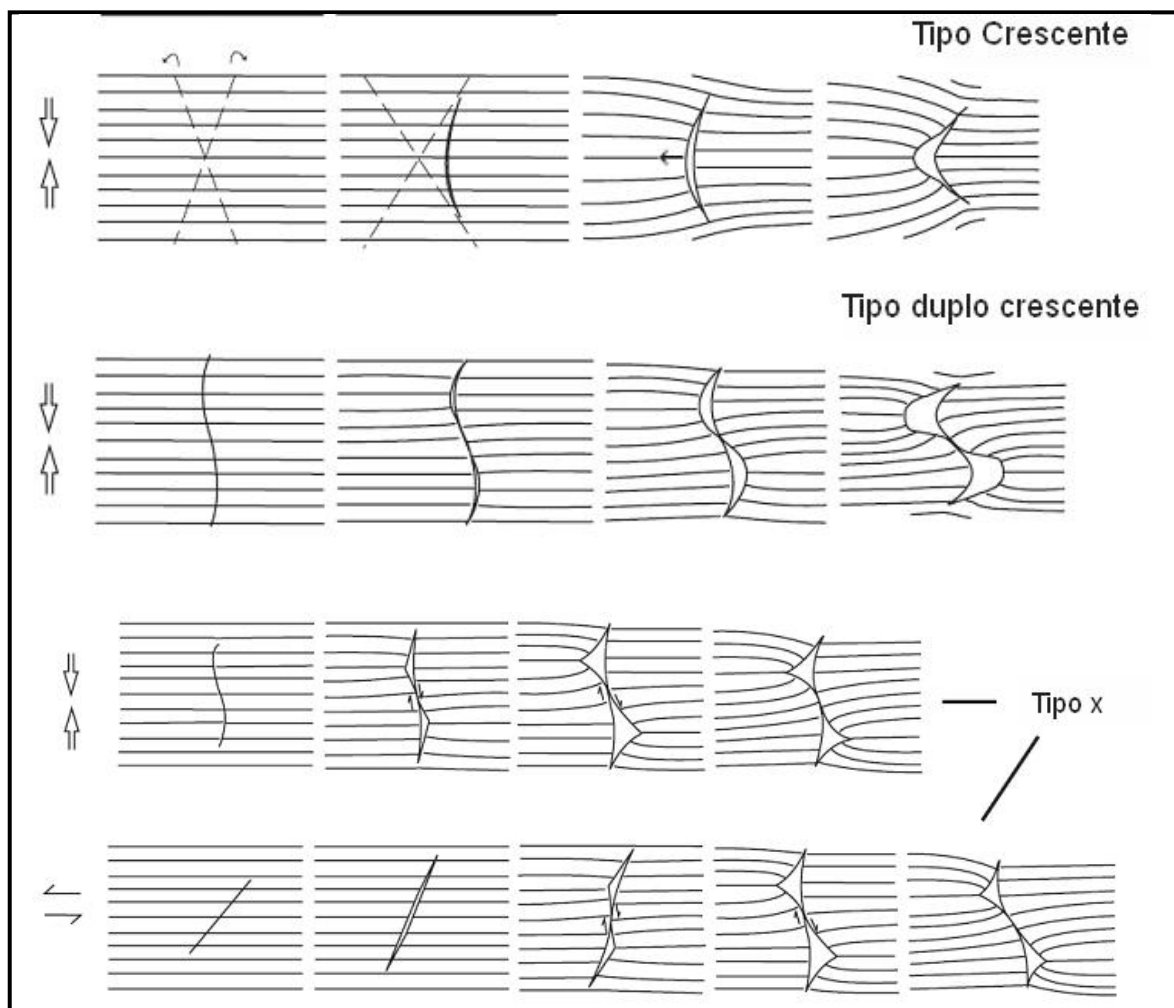


Figura 11. Ilustração destacando a importância da orientação inicial e forma da fratura sobre a geometria do *neck* do *boudin*. Modificado de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.

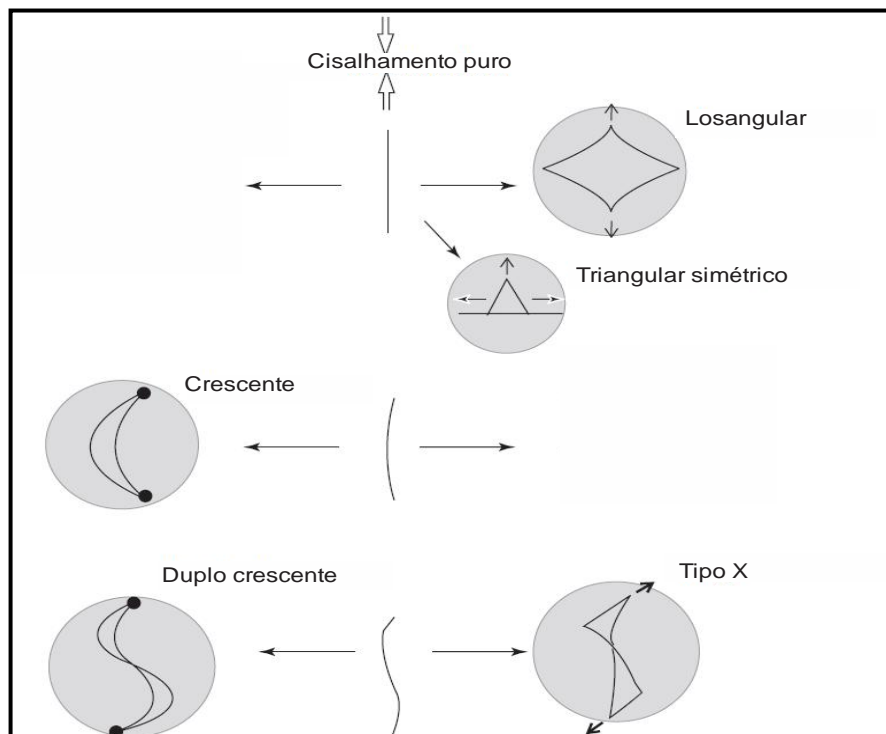


Figura 12. Ilustração destacando a importância da orientação inicial e forma da fratura sobre a geometria do neck do boudin. Modificado de Arslan, Passchier e Koehn, 2008.

Crescimento Mineral

Crescimento de minerais em veios estreitos que se abrem lentamente, levam a formação de cristais alongados ou fibrosos. Se os veios abrem mais rapidamente do que o crescimento do mineral, cristais com geometria de blocos se desenvolvem, com faces de acordo com a morfologia do mineral específico (Arslan, Passchier e Koehn, 2008).

Importância da Estrutura

Estas fraturas extensionais preenchidas por minerais refletem as condições de pressão e temperatura da rocha hospedeira e tem importância econômica, uma vez que normalmente controla corpos de minério.

4. Área de Estudo

4.1. Pedreira do Nilo

Esta Pedreira se localiza no município de Santo Antônio de Pádua, norte do Estado do Rio de Janeiro (Figura 13).

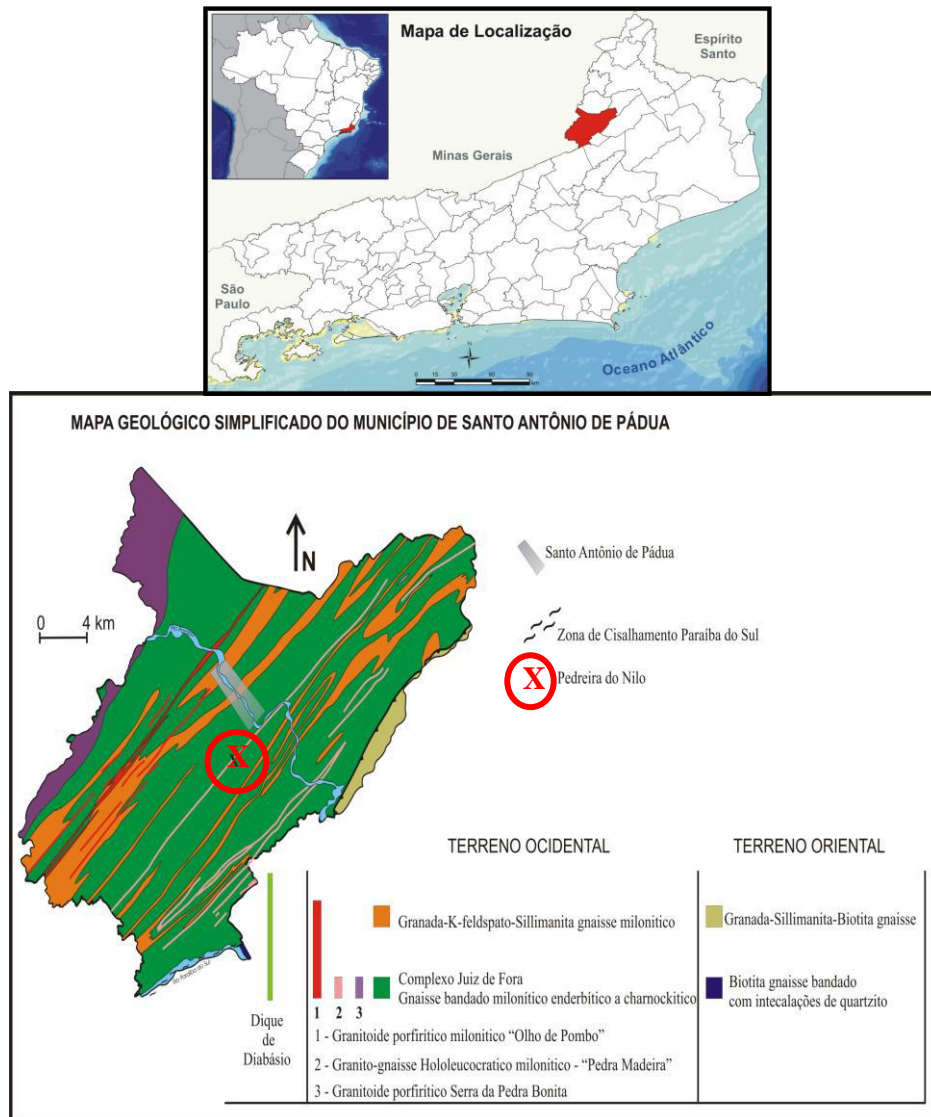


Figura 13. (A) Localização do município de Santo Antônio de Pádua, norte do Estado do Rio de Janeiro. (B) Localização da Pedreira do Nilo no contexto geológico do município de Santo Antônio de Pádua, norte do Estado do Rio de Janeiro. Modificada de Peternel (2008).

4.1.1. Litologias

4.1.1.1. Complexo Juiz de Fora

Nesta pedreira o Complexo Juiz de Fora está representado por um ortognaisse granulítico (Figura 14) de composição enderbítica (rocha granodiorítica a tonalítica com ortopiroxênio ígneo), que é a encaixante de um outro ortognaisse, conhecido no comércio de rochas ornamentais como Pedra Madeira (será caracterizado mais a frente).

Apresenta mineralogia principal composta por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio e K-feldspato, além de titanita, apatita, zircão e minerais opacos como acessórios, e carbonato, clorita e sericita como minerais secundários (Figura 15). Nesta área, o quartzo ocorre em fitas e os feldspatos recristalizados formam bandas milimétricas, além de porfiroclastos com até 3 centímetros de comprimento. Este gnaisse possui coloração esverdeada e bandamento dado pela alternância de níveis félsicos e máficos (milimétricos a centimétricos) (Figura 14). Apresenta corpos pegmatíticos róseos lenticulares compostos por plagioclásio e K-feldspato.

Neste gnaisse há registro de dobras assimétricas, parasíticas de dobras maiores, sendo os planos axiais paralelos a foliação milonítica, com atitude média $135^{\circ}/67^{\circ}$ e eixo com atitude média de $209^{\circ}/03^{\circ}$ (Figura 16).



Figura 14. Ortognaisse Juiz de Fora.

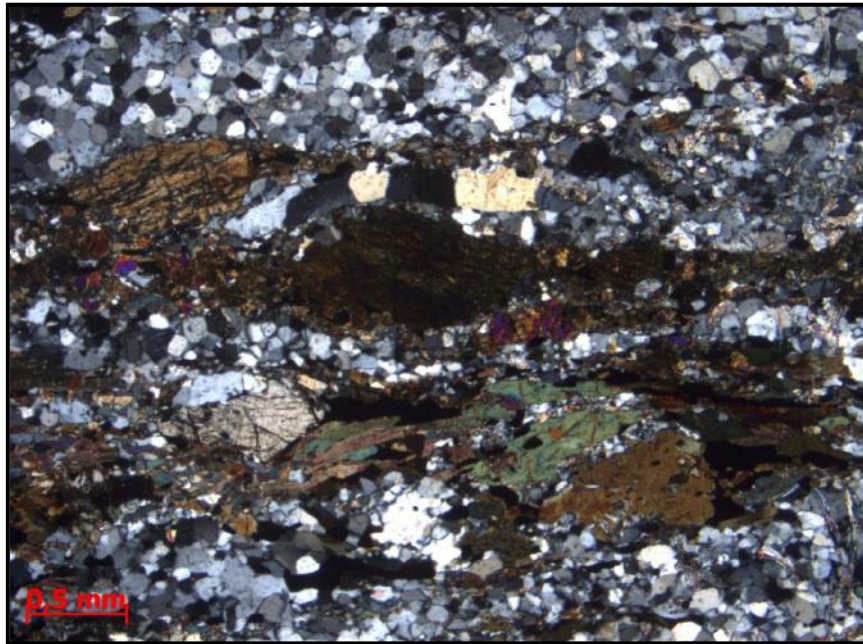


Figura 15. Ortognaisse Juiz de Fora composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, k – feldspato, titanita, apatita, quartzo, zircão, carbonato e opacos.

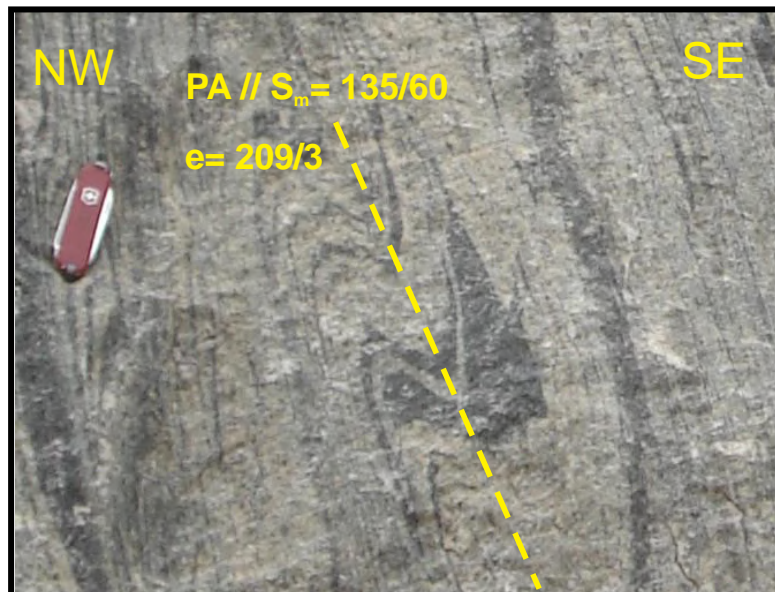


Figura 16. Dobras parasíticas com planos axiais paralelos a foliação milonítica.

4.1.1.2. Ortognaisse Pedra Madeira

Este gnaiss ocorre como um corpo intrusivo no gnaiss do Complexo Juiz de Fora (Figura 17), com forma aparentemente tabular e espessura máxima de aproximadamente 70 metros (figura 18). Possui idade de cristalização de 627 ± 11 Ma e de metamorfismo 585-595 Ma, datadas pelo método U-Pb em zircões (informação verbal inédita de Rodrigo Peternel Machado Nunes).

O contato deste ortognaisse com a rocha encaixante pode ser difuso ou marcado pela ocorrência de rocha calcissilicática (em níveis com espessura máxima de 1 metro), composta por diopsídio, plagioclásio, hornblenda, titanita, escapolita, epidoto e carbonato. Esta rocha calcissilicática (Figura 19) só é encontrada no contato, não ocorrendo em outros níveis dentro do ortognaisse Pedra Madeira nem nos gnaisses do Complexo Juiz de Fora. Pode ser interpretada como produto de metamorfismo de contato, o que sugere que a encaixante estava em um nível crustal relativamente raso durante a intrusão do protólito granítico do ortognaisse Pedra madeira (Figura 24), talvez em um ambiente de arco vulcânico (Figura 23). Nas partes onde o contato entre estes gnaisses é difusa observa-se uma coloração esverdeada tanto na rocha encaixante quanto no ortognaisse Pedra Madeira, que para o interior do corpo vai apresentando colorações rosadas e esbranquiçadas. A delimitação do contato nestas áreas é dada pela presença de bandas máficas na encaixante, que são ausentes no ortognaisse Pedra Madeira. Este contato difuso seria devido ao metamorfismo regional que teria ocorrido após a intrusão do corpo ígneo, afetando tanto este como as rochas encaixantes (Figura 20; Figura 21). Esta zona transicional entre as duas rochas apresenta os seguintes minerais: plagioclásio, hornblenda, diopsídio, ortopiroxênio, granada, carbonato, biotita, quartzo, opacos, zircão, epidoto e clinozoisita (Figura 22).



Figura 17. Enclaves do gnaiss encaixante dentro do ortognaisse Pedra Madeira. O paredão possui cerca de 6 metros.



Figura 18. Ortognaisse Pedra
Madeira.



A

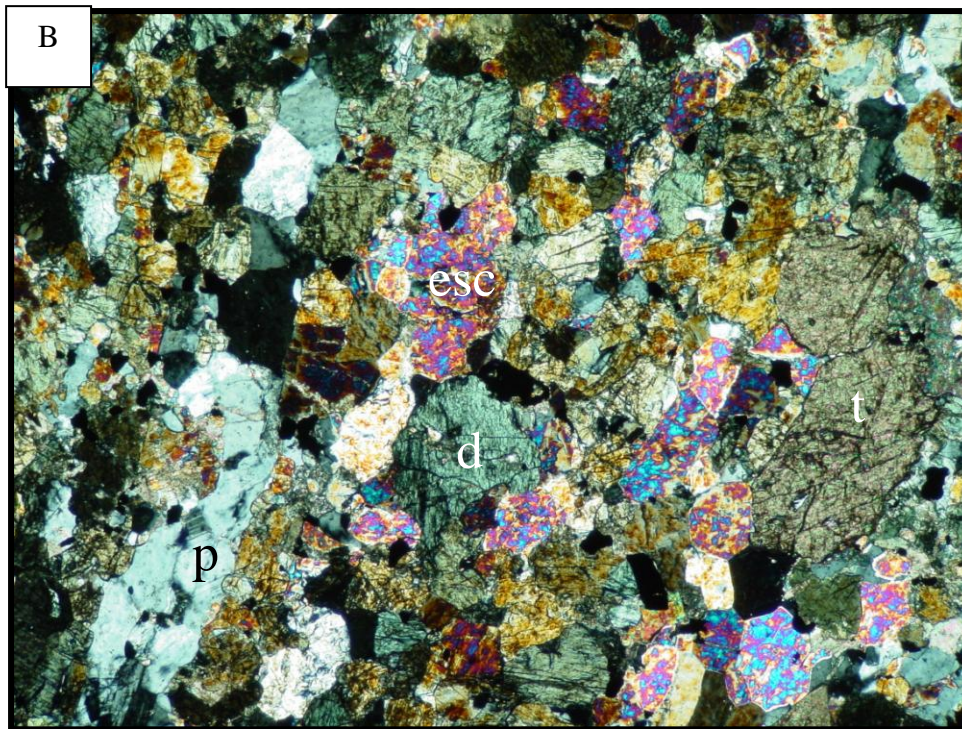


Figura 19. (A) Rocha calcissilicática que aparece no contato entre o ortogneisse Pedra Madeira e a rocha encaixante. (B) Lâmina da rocha calcissilicática composta por diopsídio (d), plagioclásio (p), hornblenda, titanita (t), escapolita (esc), epidoto e carbonato.

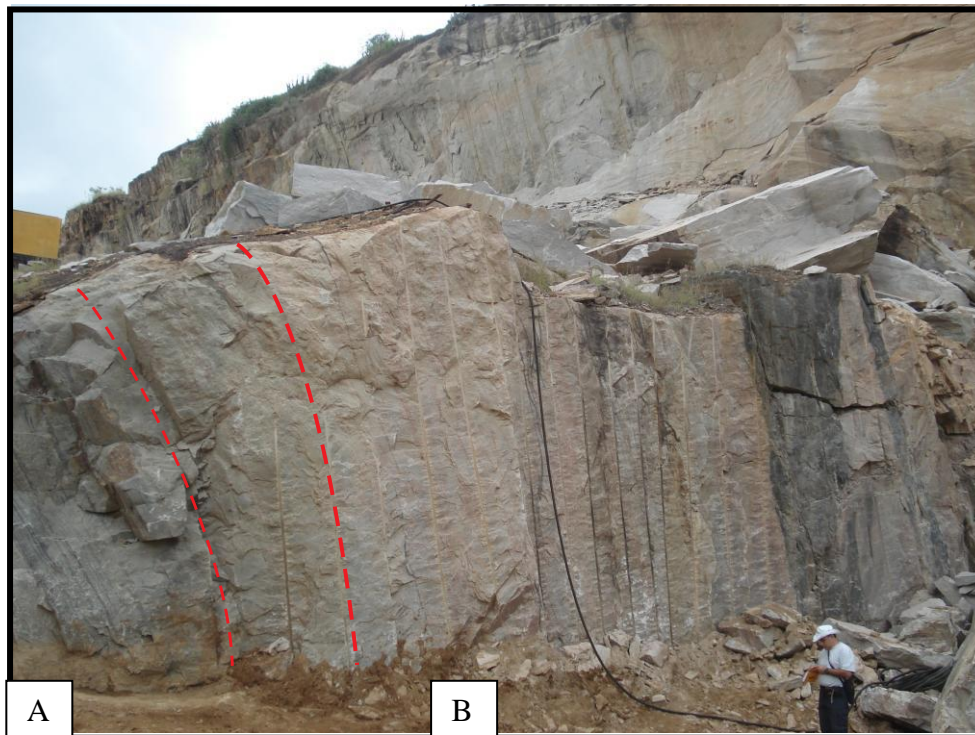


Figura 20. Limites do contato difuso (em vermelho) entre os ortogneisses Juiz de Fora (A) e Pedra Madeira (B).

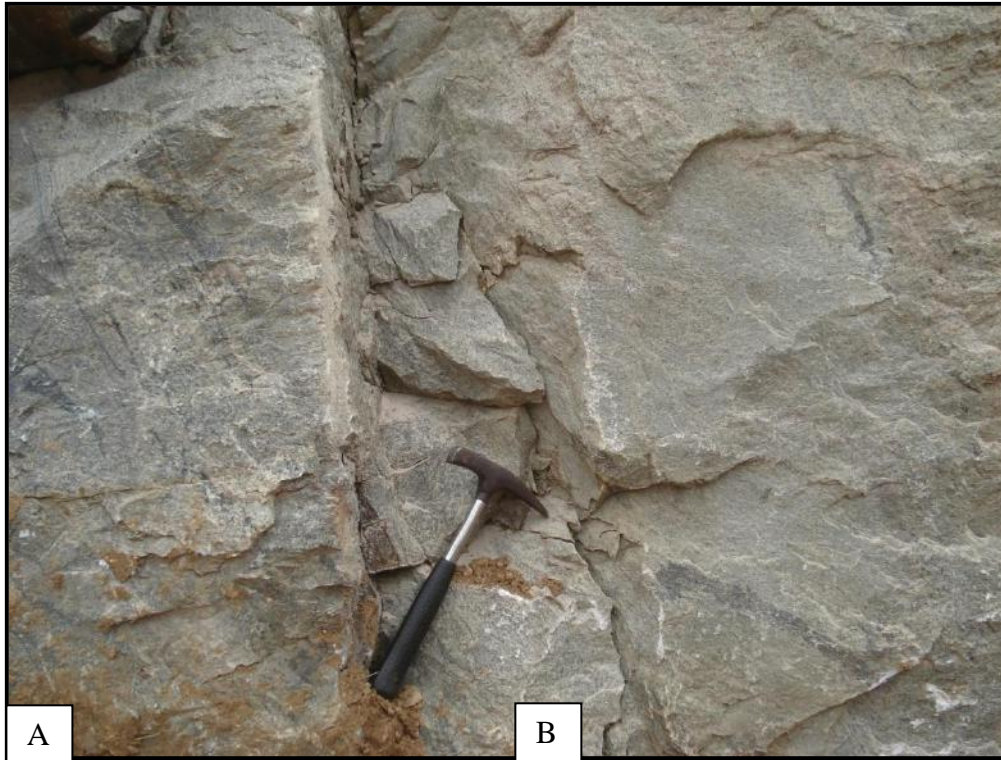


Figura 21. Observar coloração esverdeada tanto na rocha encaixante (A) quanto no ortogneisse Pedra Madeira (B). A delimitação do contato nestas áreas é dada pela presença de bandas máficas na encaixante, que são ausentes no ortogneisse Pedra Madeira.

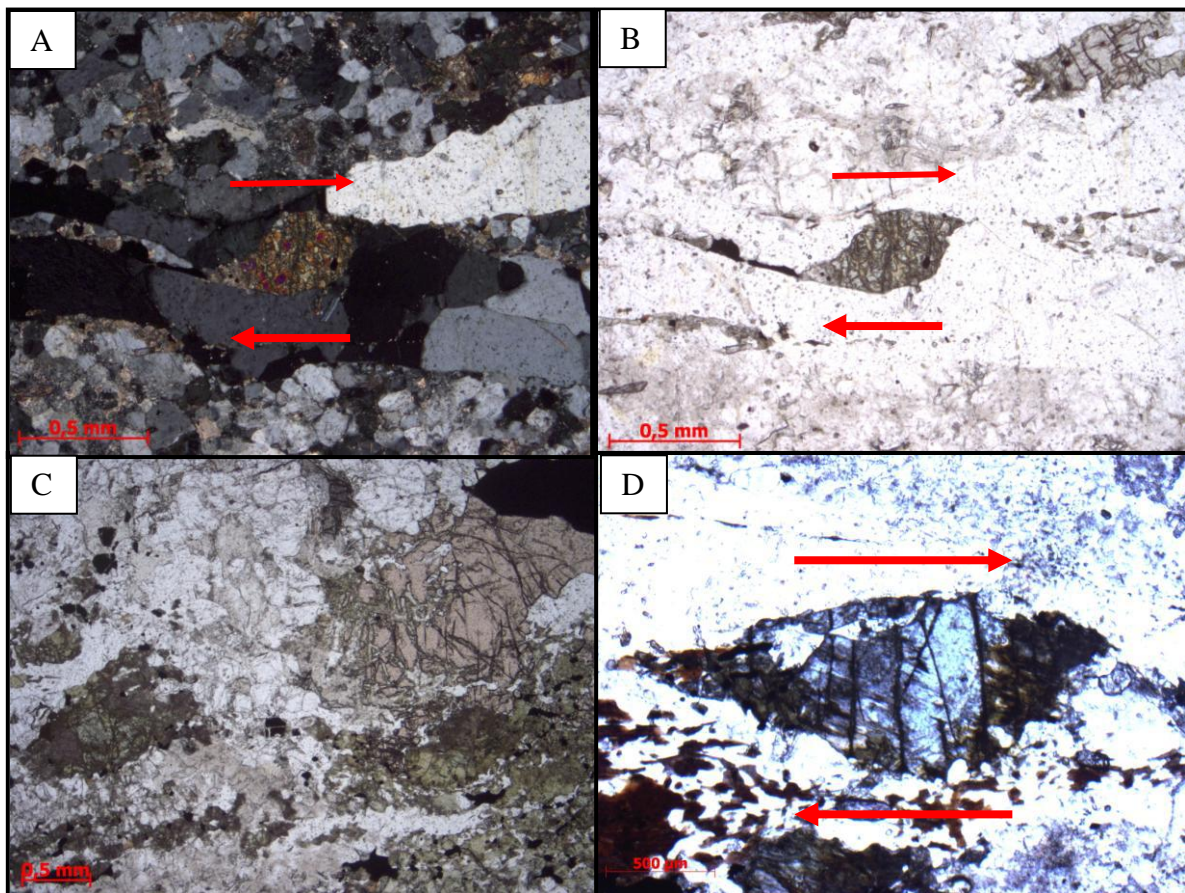


Figura 22. (A) Fish de clinopiroxênio indicando movimento destral. Nx. (B) Fish de clinopiroxênio indicando movimento destral. N//. (C) Matriz da rocha encontrada no contato entre o Juiz de Fora e o Pedra Madeira: plagioclásio, hornblenda, diopsídio, ortopiroxênio, granada, carbonato, biotita, quartzo, opacos, zircão, epidoto e clinozoisita. (D) Fish de clinopiroxênio com leve *stair stepping*, indicando sentido de movimento destral (única amostra orientada).

O ortogneisse Pedra Madeira apresenta textura fitada (*stripped gneiss*) característica de milonitos de alta temperatura, sendo composto principalmente por quartzo, K-feldspato e plagioclásio, com titanita, apatita, biotita, epidoto, clinozoisita, rutilo, opacos e zircão como minerais acessórios. Possui níveis de piroxênios (orto e clinopiroxênio) e hornblenda que são comuns próximos ao contato entre as duas rochas ou perto de algum dos xenólitos do gnaiss encaixante, não apresentando distribuição homogênea por todo o corpo. Próximo ao contato basal, a noroeste, ocorrem duas faixas de cerca de 1,0 e 0,50 metros do gnaiss encaixante aparentemente dentro do ortogneisse Pedra Madeira, podendo ser interpretadas como xenólitos (Figura 17).

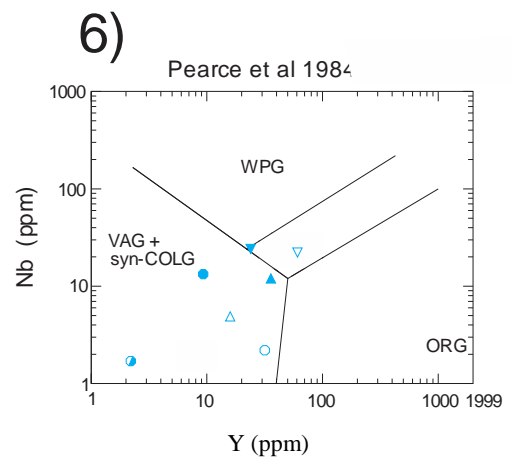
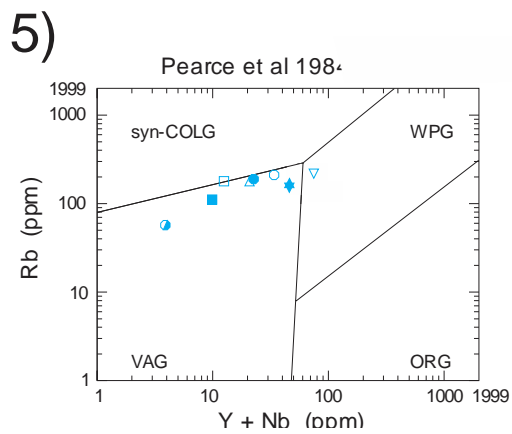
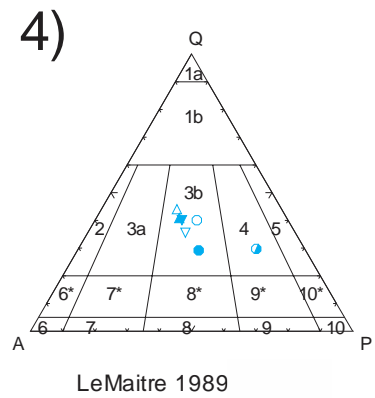
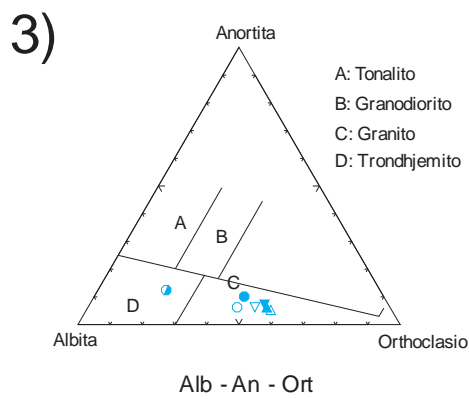
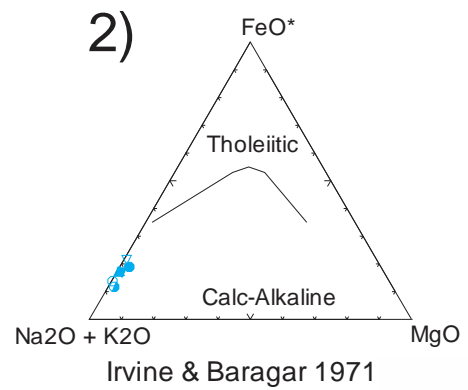
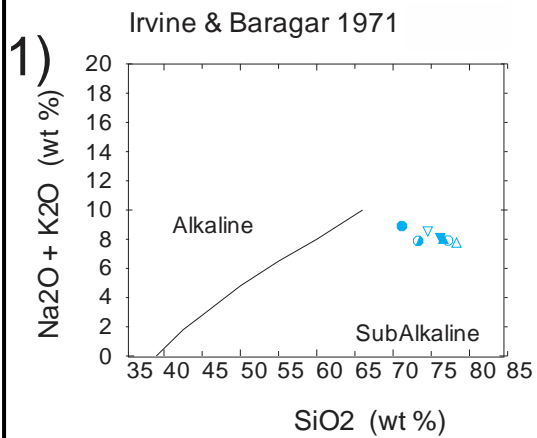


Figura 23. Análises químicas realizadas no ortognaisse Pedra Madeira, na área de Santo Antônio de Pádua. Informação verbal inédita de Rodrigo Peternel Machado Nunes. **1)** Diagrama discriminante SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Irvine & Baranger, 1971). **2)** Diagrama discriminante $\text{MgO}-\text{FeO}^*-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Irvine & Baranger, 1971). **3)** Diagrama discriminante Albita-anortita-ortoclásio. **4)** Diagrama discriminante QAP normativo (Le Maitre, 1989). 1a – Quartzolito; 1b - Granitóide rico em quartzo; 2 - Álcali-feldspato granito; 3 - Granito (3a - Sienogranito; 3b - Monzogranito); 4 - Granodiorito; 5 - Tonalito (com $m < 10$ - trondjemito); 6* - Quartzo-álcali-feldspato sienito; 7* - Quartzo sienito; 8* - Quartzo-monzonito; 9* - Quartzo-monzodiorito ou Quartzo-monzogabro; 10* - Quartzo-diorito ou Quartzo-gabro; 6 - Álcali-feldspato sienito. 7 - Sienito; 8 - Monzonito; 9 - Monzodiorito ou Monzogabro; 10 - Diorito ou Gabro (com $M < 10$ - Anortosito); Q=quartzo+ polimorfos; F=Feldspato potássico + albita (An 0-5); P= Plagioclásio. **5)** Diagrama discriminante de ambiente tectônico (Pearce et al. 1984). VAG (*Volcanic Arc Granites*)- granitos de arcos magmáticos; WPG (*Within Plates Granites*)- granitos intraplaca; syn-COLG (*syn Collisional Granites*)- granitos de colisões continentais; ORG (*Oceanic Ridge Granites*)- granitos de dorsais oceânicas; **6)** Diagrama discriminante de ambiente geotectônico (Pearce et al. 1984). Legenda: VAG (*Volcanic Arc Granites*)- granitos de arcos magmáticos, WPG (*Within Plates Granites*)- granitos intraplaca, syn-COLG (*syn Collisional Granites*)- granitos de colisões continentais, ORG (*Oceanic Ridge Granites*)- granitos de dorsais oceânicas.

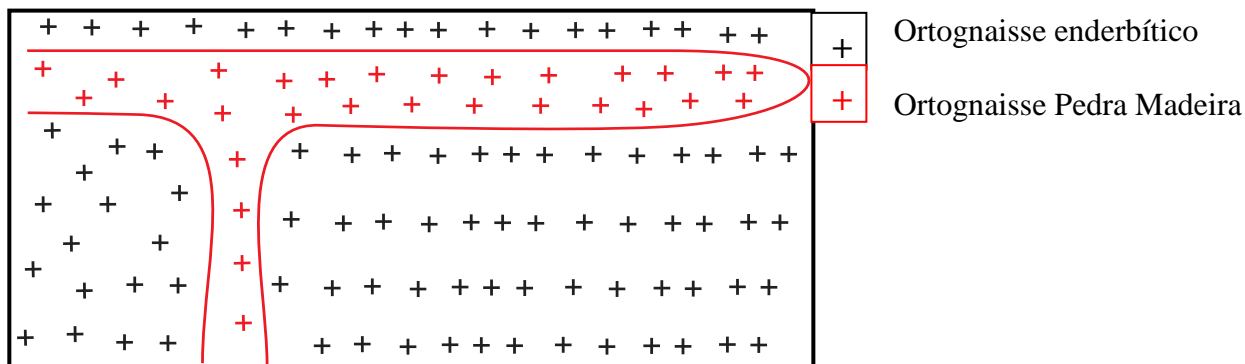


Figura 24. Modelo para o contato intrusivo entre as duas rochas de protólito ígneo.

A textura milonítica do gnaiss Pedra Madeira é dada por fitas de quartzo compostas por cristais com contato aproximadamente perpendicular a borda da fita produto de recrystalização por *grain boundary migration* (Figura 25). O feldspato ocorre em bandas de espessura de poucos centímetros com contato poligonal entre os grãos e localmente encontra-se como porfiroclastos de comprimento máximo de 4 centímetros e borda recrystalizada. Estes porfiroclastos possivelmente eram fenocristais de uma textura inequigranular porfirítica do protólito do gnaiss. Nos níveis com piroxênios e hornblenda estes minerais ocorrem como porfiroclastos com comprimento inferior a 1,5 centímetros.

Este gnaiss apresenta foliação milonítica com atitude semelhante a da rocha encaixante e forte lineação de estiramento com atitude média de $220^{\circ}/15^{\circ}$, sugerindo movimentação transcorrente (Figura 26).

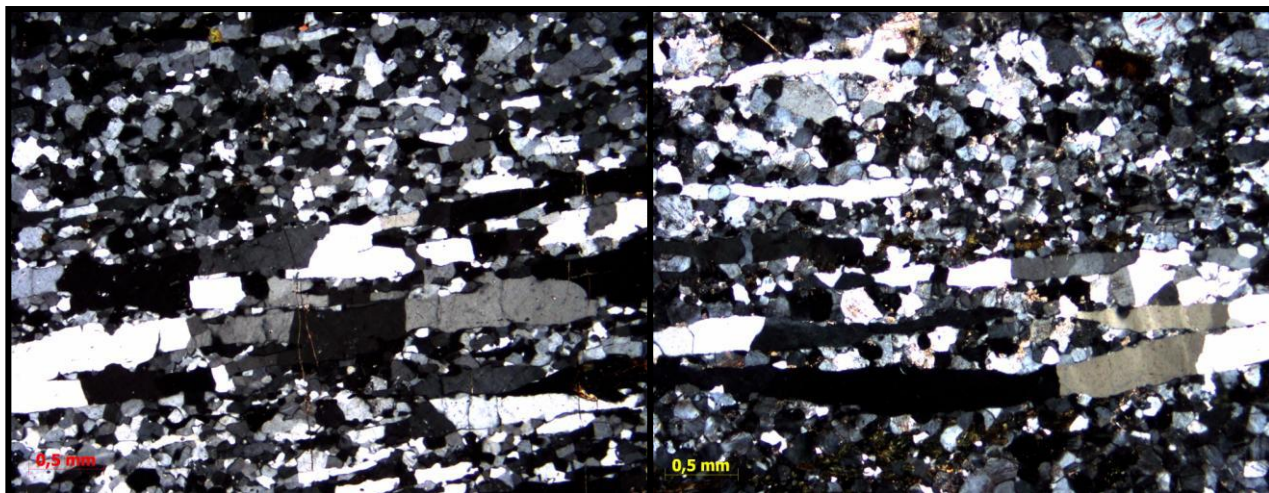


Figura 25. Fitas de quartzo indicando alta temperatura e recrystalização por *grain boundary migration* no ortogneisse Pedra Madeira.



Figura 26. Forte lineação de estiramento no ortogneisse Pedra Madeira com atitude $220^{\circ}/20^{\circ}$.

A maioria dos porfiroclastos encontrados é simétrica não podendo ser utilizados para obtenção de sentido de movimento (Figura 27). No entanto, foi possível definir movimentação destal, associada a foliação milonítica, a partir de *fish* e sigma de plagioclásio encontrados em lâminas (Figura 28).

Observa-se também uma estrutura conhecida como *foliation boudinage* (Figura 29; Figura 30; Figura 31; vide capítulo 3.2) que ocorre mineralizada com calcita (Figura 29), quartzo, pirita (Figura 32) e fluorita.



Figura 27. Porfirosclo de anfibólio simétrico (~ 1 cm) no ortogneisse Pedra Madeira.

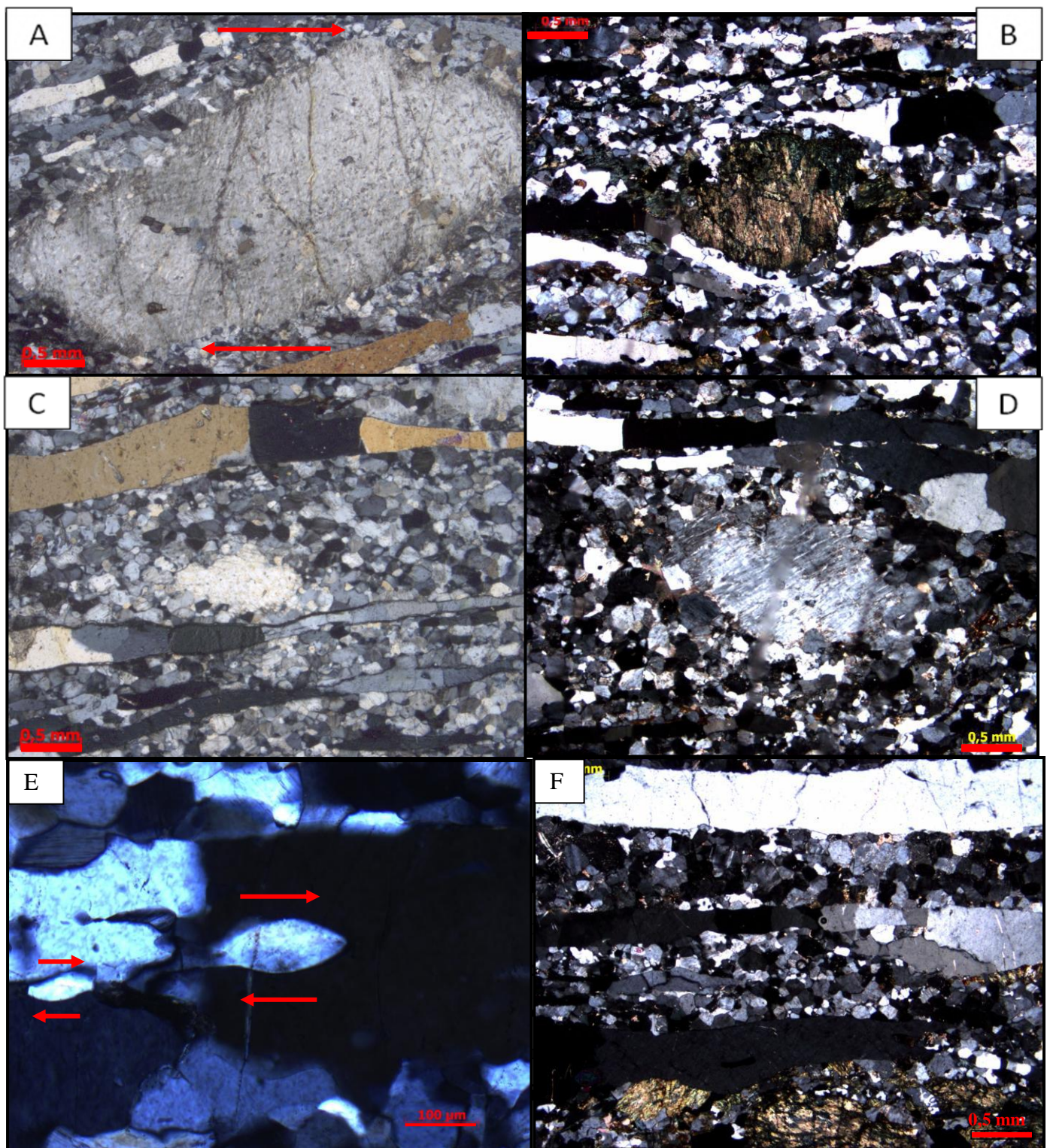


Figura 28. (A) *Fish* romboidal de plagioclásio indicando movimento destal (amostra orientada). (B) Porfiroclasto de hornblenda envolto por fita de quartzo (amostra orientada). (C) e (D) Porfiroclatos de feldspato sendo recrystalizados em grãos menores e livres de *strain* da matriz, provavelmente por *subgrain rotation* (amostras orientadas). (E) Dois *fish* de feldspato indicando movimento destal dentro de uma fita de quartzo (amostra orientada). (F) Fitas de quartzo grossas recrystalizadas por *grain boundary migration recrystalization* (amostra orientada).

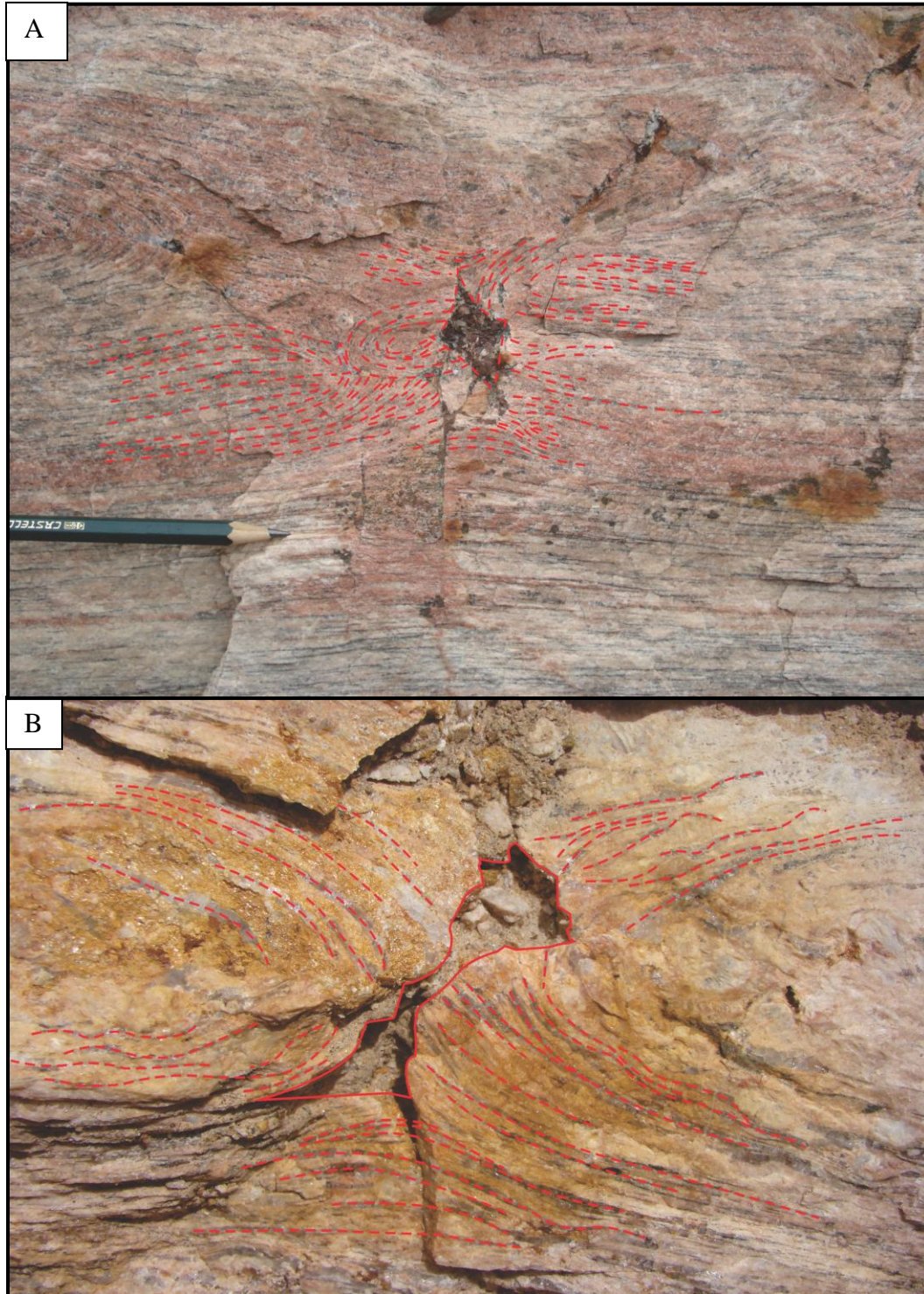


Fig 29. Foliation boudinage encontradas no ortogneisse Pedra Madeira. (A) Tipo losangular associado a um outro *foliation boudinage* em estágio inicial (veio central é uma fratura retilínea); (B) Tipo X.

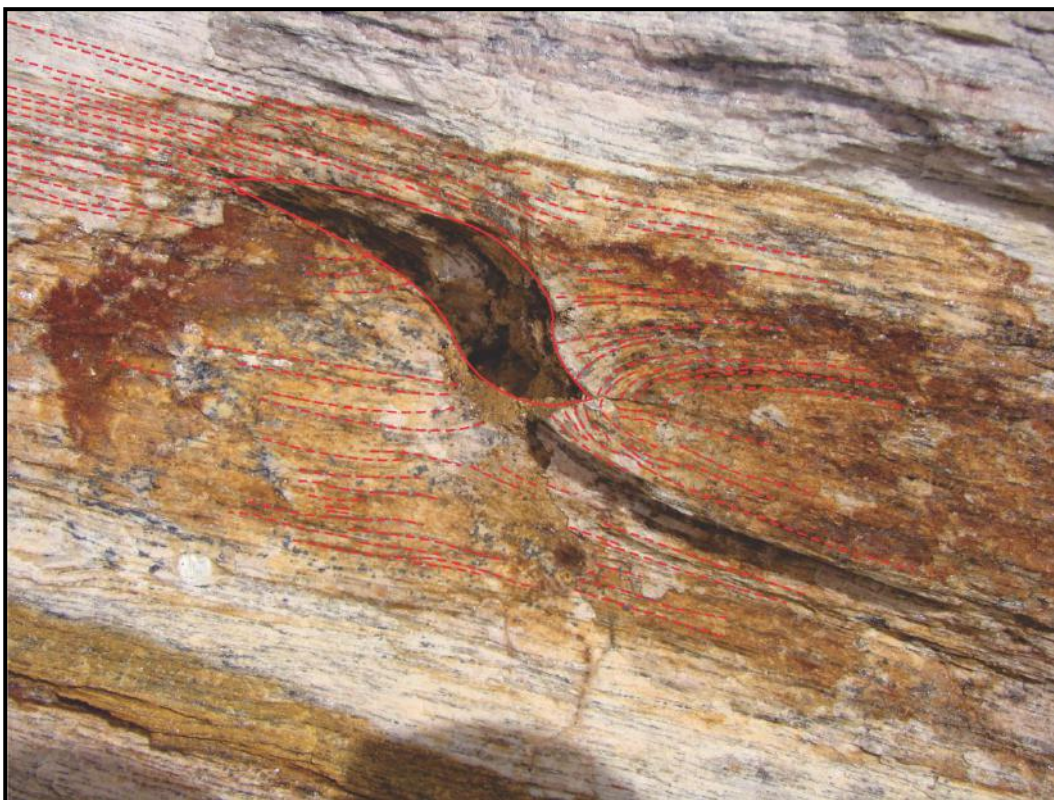


Figura 30. Foliation boudinage ainda não classificada. Seria adequado chamá-la de Tipo Sigmoidal.



Figura 31. Foliation boudinage do Tipo Fishmouth (boca de peixe), que representa um estágio tardio no desenvolvimento de veios.



Figura 32. *Foliation boudinage* preenchida por pirita e sílica no ortognaisse Pedra Madeira.

4.1.1.3. *Sill* de Rocha Máfica

Observa – se na pedreira um *sill* máfico (Figura 33; Figura 37) composto por hornblenda, plagioclásio, biotita, K – feldspato, quartzo, apatita, titanita, zircão, opacos, carbonato e epidoto. Esta rocha tem química de basalto alcalino e possui um teor de K mais alto que um basalto tolleítico. As análises químicas desta rocha (Figura 34) apontam 49,77% de SiO₂, que é compatível com basalto, mas 4,16 % de K₂O, alto para basalto tolleítico. A amostra plota no campo de rocha alcalina (Irvine & Baragar, 1971 – Na₂O+K₂O x SiO₂) e de traquibasalto (Middlemost, 1985 – Na₂O+K₂O x SiO₂) ou basalto traqui andesítico (Le Maitre, 1989 – Na₂O+K₂O x SiO₂) (informação verbal inédita do professor Rodrigo Peternel Machado Nunes).

Nesta rocha é possível observar indicadores cinemáticos que apontam um sentido de movimento dextral semelhante aquele observado no ortognaisse Pedra Madeira (Figura 35; Figura 36; Figura 37 D).



Figura 33. Dique máfico (indicado pela seta azul).

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
	49.77	1.96	13.83	0.024	6.12	6.12	0.2	5.97
PD-167F	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	LOI	Total		
	6.24	3.28	4.16	0.6	1.2	99.52		

Figura 34. Esta rocha tem química de basalto alcalino e possui um teor de K mais alto que um basalto tóleítico.

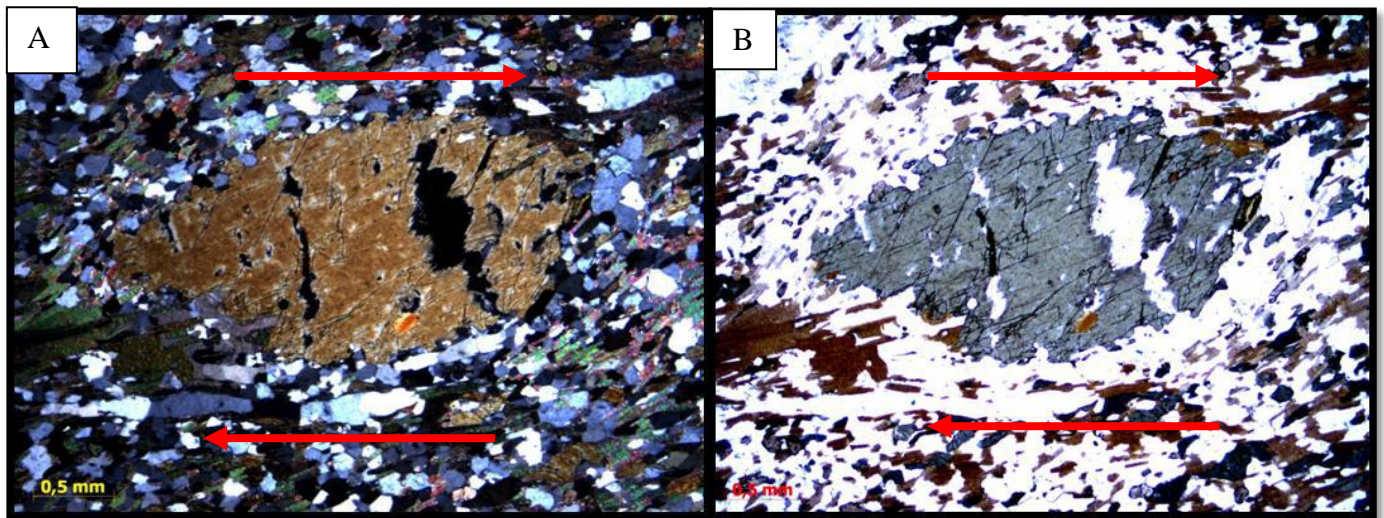


Figura 35. Porfiroclastos de hornblenda indicando sentido de movimento destal. (A) Nicol cruzado; (B) Nicol paralelo (amostras orientadas);

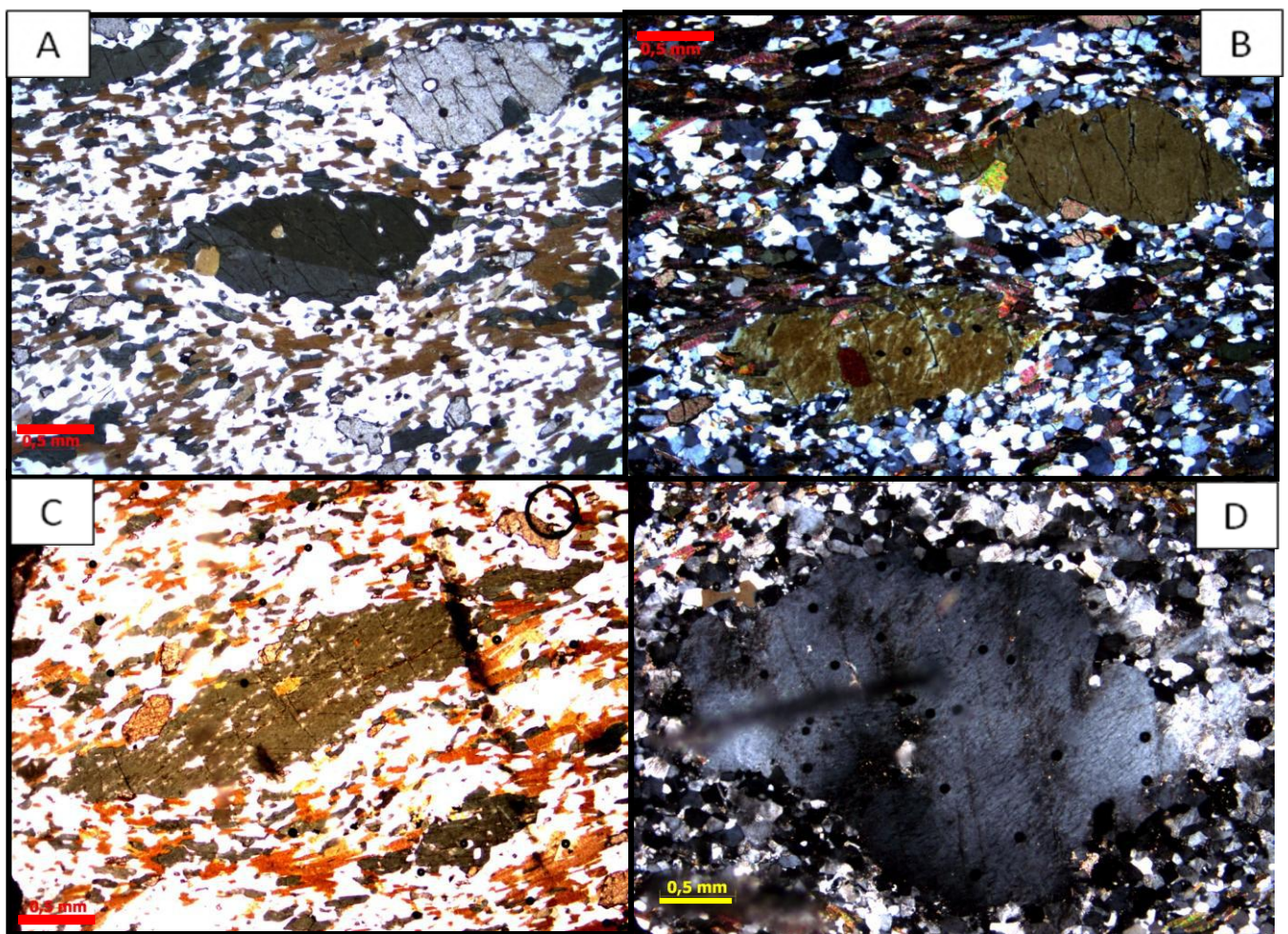


Figura 36. (A) Fish simétrico de hornblenda (B) Porfiroclastos de hornblenda. (C) Fish de hornblenda indicando movimento destal. (D) Contraste de granulometria entre a matriz recristalizada (mais fina) e o porfiroclasto de feldspato (que apresenta grãos recristalizados nas suas bordas). Amostras não orientadas.

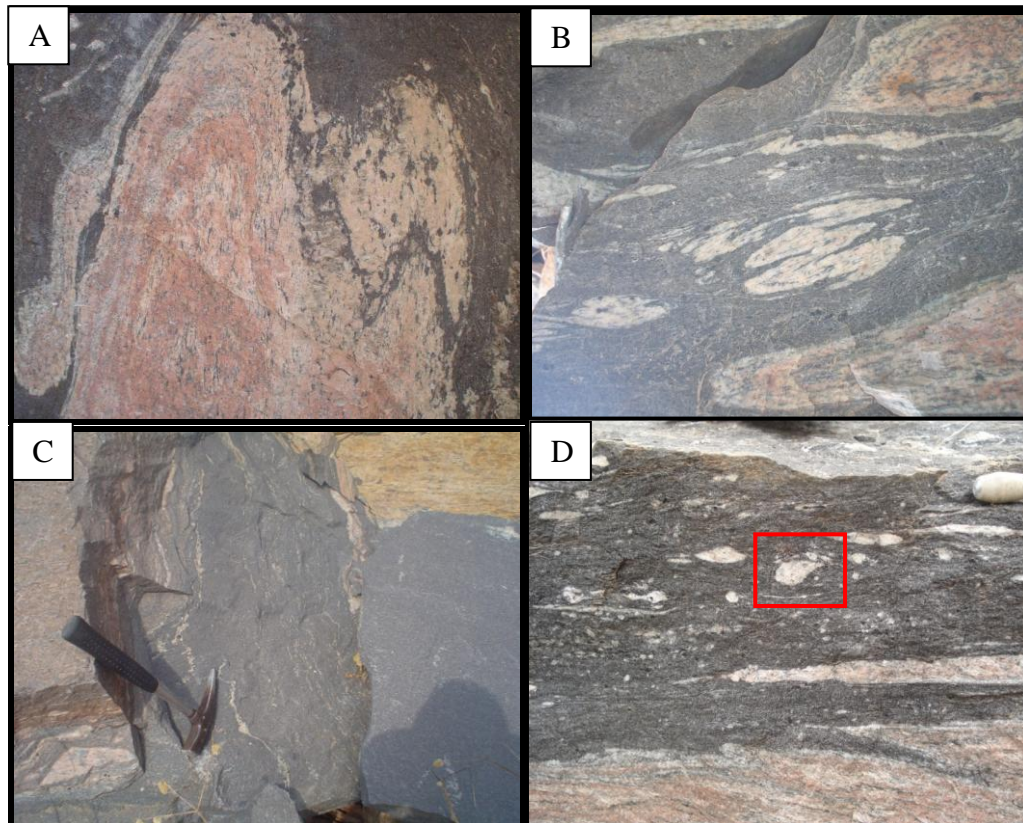


Figura 37. (A e B) Observar sill máfico (rocha escura) e o gnaiss Pedra Madeira (rocha rosada) deformados; (C) Sill máfico; (D) Porfiroclasto de feldspato com *stair stepping* em um bloco do *sill* máfico no ortognaiss Pedra Madeira (quadrado vermelho).

4.1.2. Sinformal na Pedreira do Nilo

Um perfil NW-SE feito a partir da Pedreira do Nilo até a pedreira que existe no lado apostado do morro mostra que o gnaiss Pedra Madeira e sua encaixante, o gnaiss enderbítico do Complexo Juiz de Fora, estão estruturados em um grande sinformal fechado de dimensões decamétricas (Figura 38), com flancos aproximadamente paralelos, plano axial médio em torno de $140^{\circ}/67^{\circ}$ e eixo com caimento suave para sudoeste. Na encosta sudeste do morro é possível observar uma charneira da dobra onde o contato entre os gnaisses encontra-se horizontal (Figura 39). A foliação milonítica presente em todas as litologias da pedreira é paralela ao plano axial da dobra

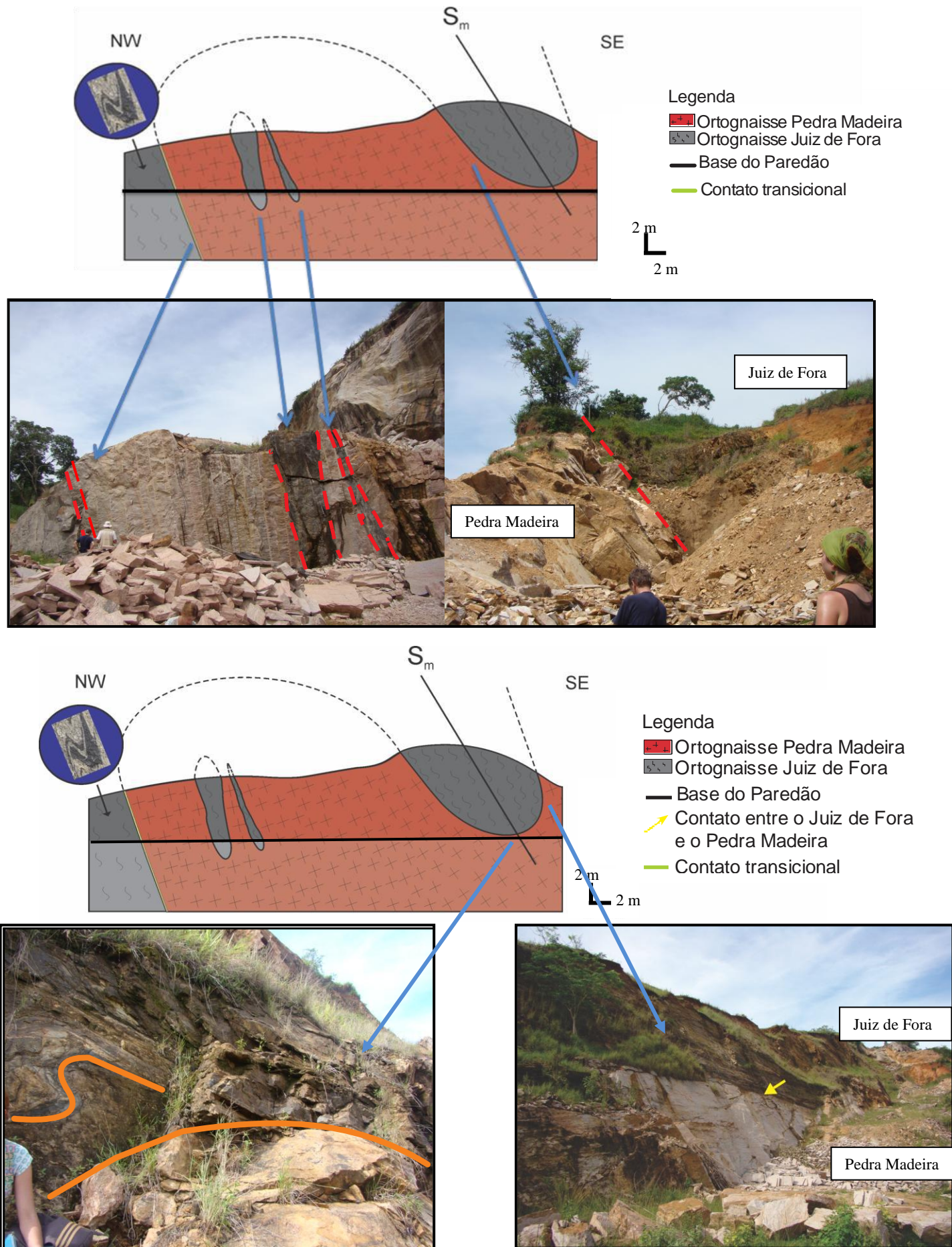


Figura 38. Seção e fotos ilustrando as dobras na Pedreira do Nilo.



Figura 39. Contato horizontal entre as duas rochas ígneas (em vermelho) na charneira do sinformal.

4.2. Perfil em Além Paraíba

O perfil foi realizado na Ilha dos Pombos, próximo a Usina de mesmo nome, em Além Paraíba (Figura 40; Figura 41), Minas Gerais.

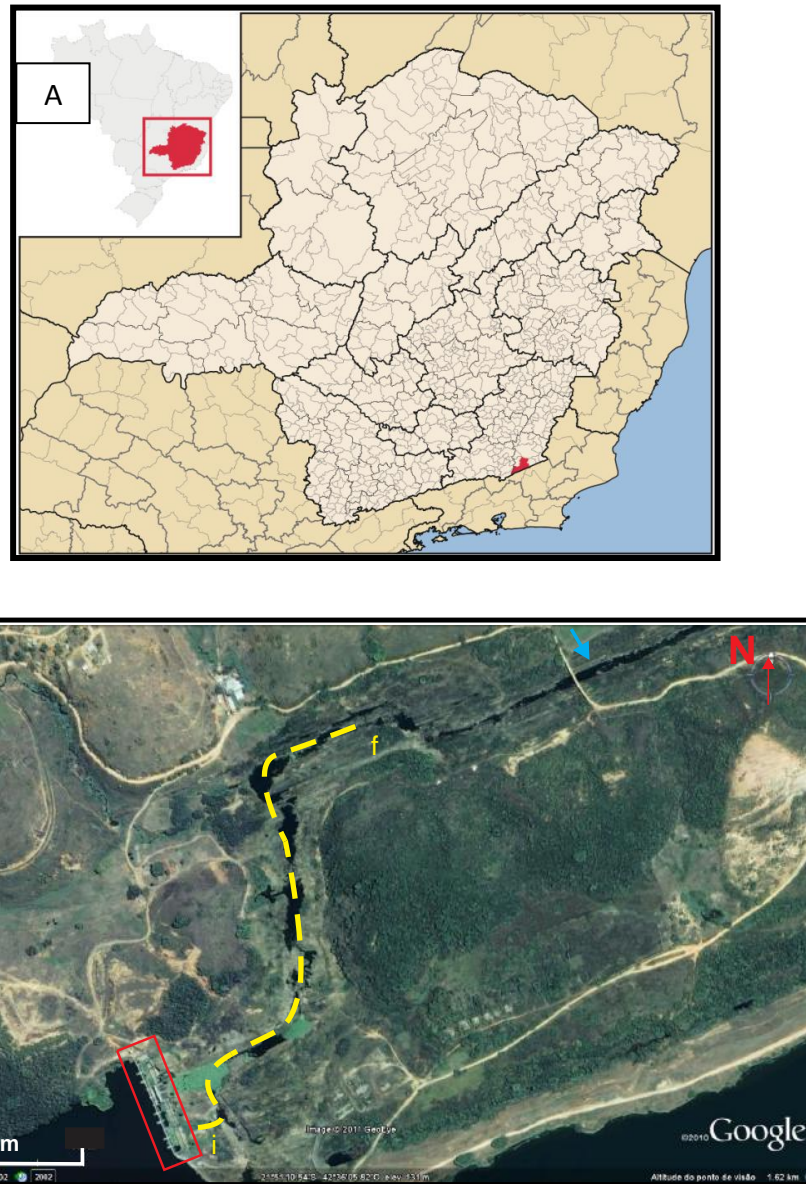


Figura 40. (A) Localização do município de Além Paraíba, em Minas Gerais (imagem extraída de Wikipedia); (B) Detalhe da barragem pertencente a Usina Hidrelétrica Ilha dos Pombos (retângulo em vermelho). Em amarelo, o perfil realizado (i-início; f- final). Seta azul localiza a ilustração abaixo (Figura 41). Imagem extraída de *Google Earth*.

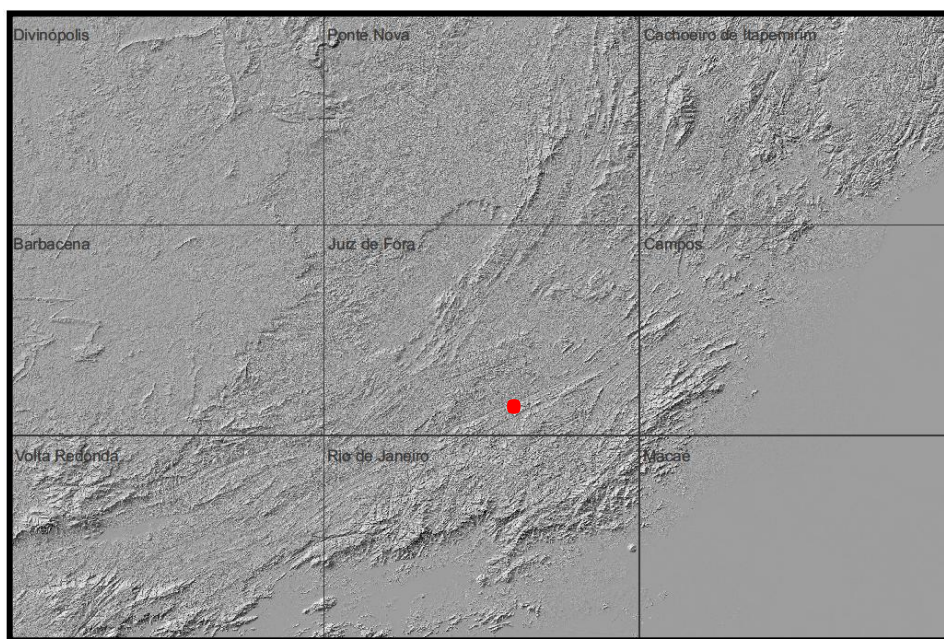


Figura 41. Localização do perfil em uma imagem SRTM, escala 1:250.000 (foto extraída do site da Embrapa).

O perfil realizado possui rumo aproximadamente SW-NE e se estendeu por cerca de 650 metros, ao longo de milonitos verticais com atitude principal média de $160^{\circ}/85^{\circ}$ e subordinada de $340^{\circ}/85^{\circ}$ e lineação de estiramento com baixo caimento para NE e SW ($70^{\circ}/05^{\circ}$; $240^{\circ}/08^{\circ}$). Foram realizadas 19 lâminas dos pontos amostrados, que serão descritas a seguir.



Figura 42. Milonitos verticais ao longo do Rio Paraíba do Sul. A seta vermelha aponta para a escala.

4.2.1. Ponto 1

A rocha é um hornblenda biotita gnaiss e apresenta plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo, como minerais essenciais e apatita, epidoto, titanita e opacos como acessórios (Figura 43). A estrutura observada foi uma xistosidade definida pela orientação de biotitas e hornblendas.

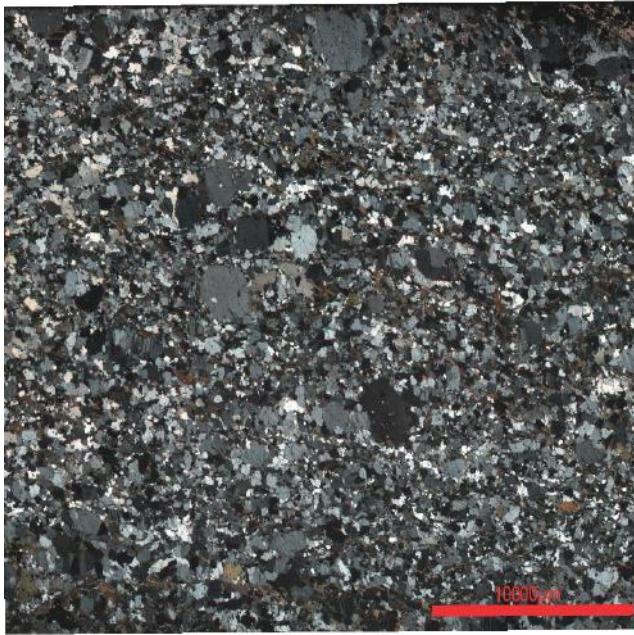


Figura 43. Visão geral da rocha.

4.2.2. Ponto 2

Há um contato entre duas rochas (Figura 44), uma é composta por hornblenda, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo, como minerais essenciais e por epidoto, titanita, apatita e opacos, como acessórios. A outra por plagioclásio e quartzo.

A rocha máfica é um granulito (Figura 45) que possui minerais máficos orientados, definindo uma xistosidade, além de grãos com extinção ondulante.

Na porção félsica, é possível observar três *fish* (Figura 46) de plagioclásio dentro de fitas de quartzo, sendo que dois deles são assimétricos e indicam movimento destrai.



Figura 44. Contato entre duas rochas. A superior é composta por plagioclásio e quartzo e a inferior por hornblenda, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo, como minerais essenciais e por epidoto, titanita, apatita e opacos, como acessórios.

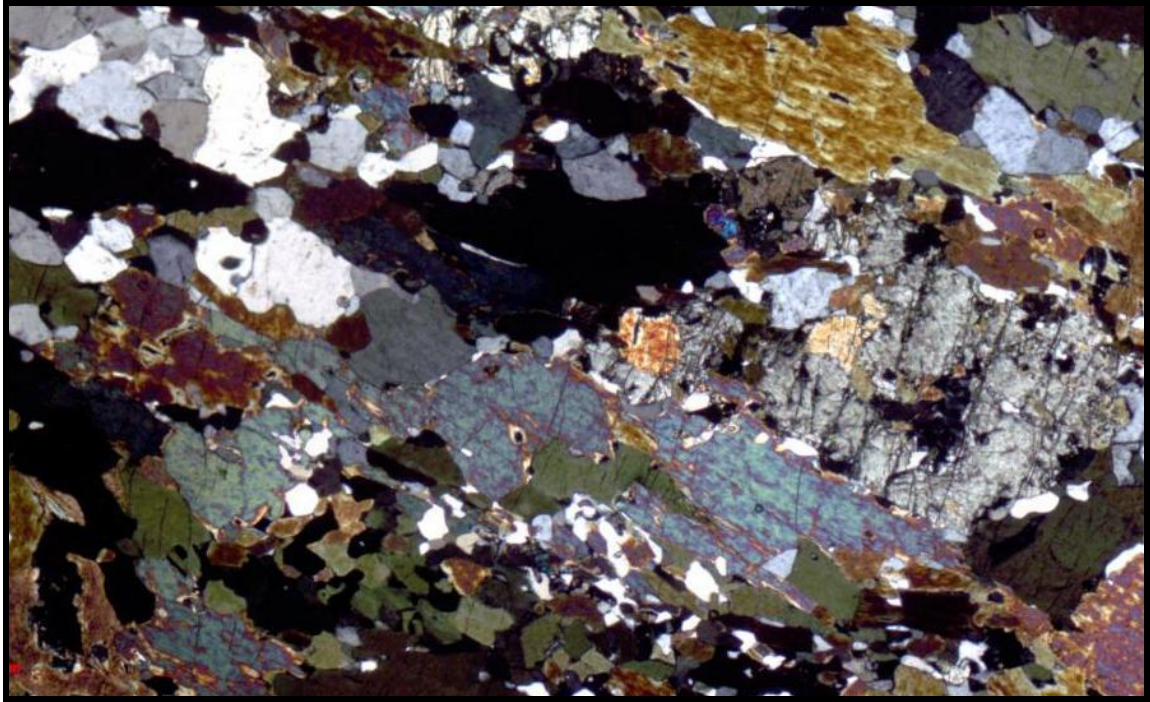


Figura 45. Detalhe mostrando o granulito, composto por hornblenda, plagioclásio, biotita, clinopiroxênio, ortopiroxênio e quartzo, como minerais essenciais e por epidoto, titanita, apatita e opacos, como acessórios. Notar que os minerais máficos estão orientados, definindo uma xistosidade.

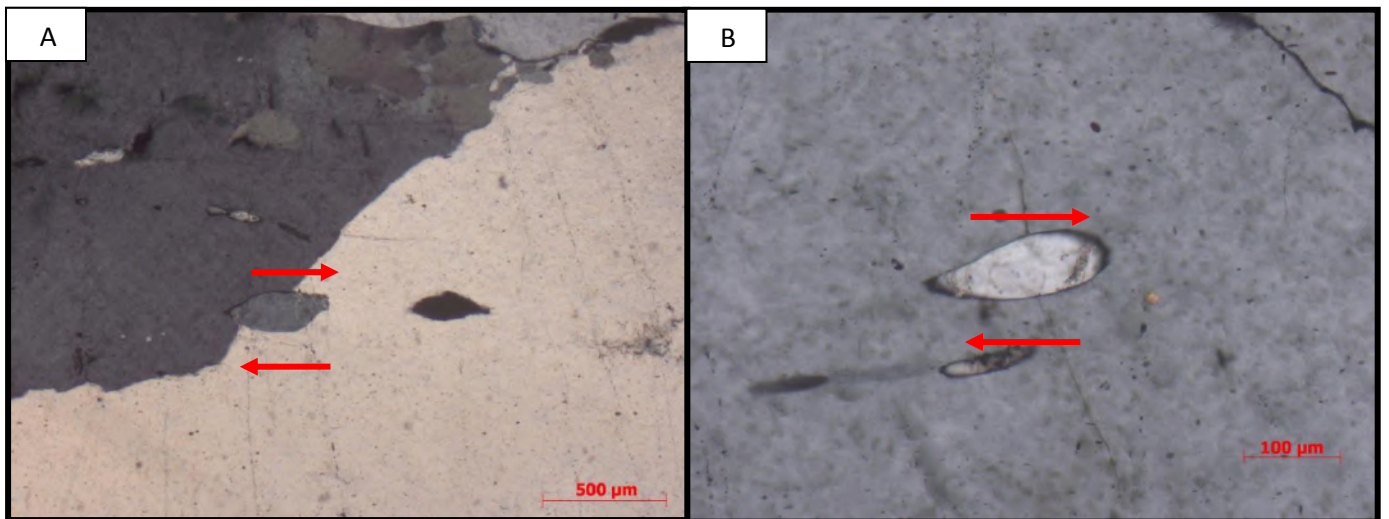


Figura 46. (A) Observar dois fish de plagioclásio dentro de fitas de quartzo (no centro da imagem), sendo que o localizado mais a esquerda é levemente assimétrico, indicando sentido de movimento destral, enquanto o fish à direita é simétrico; (B) Fish de plagioclásio dentro de fita de quartzo indicando sentido de movimento destral.

4.2.3 Ponto 3

Este milonito de alto grau tem um granitóide como rocha parental e é composto por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita, como minerais essenciais e por titanita e zircão, como acessórios (Figura 45). Ocorrem fitas isoladas de quartzo, um sigmóide de feldspato indicando sentido de movimento destral (Figura 46A) e um *naked clast* contornado por biotitas e fitas de quartzo, também indicando sentido destral (Figura 46B).

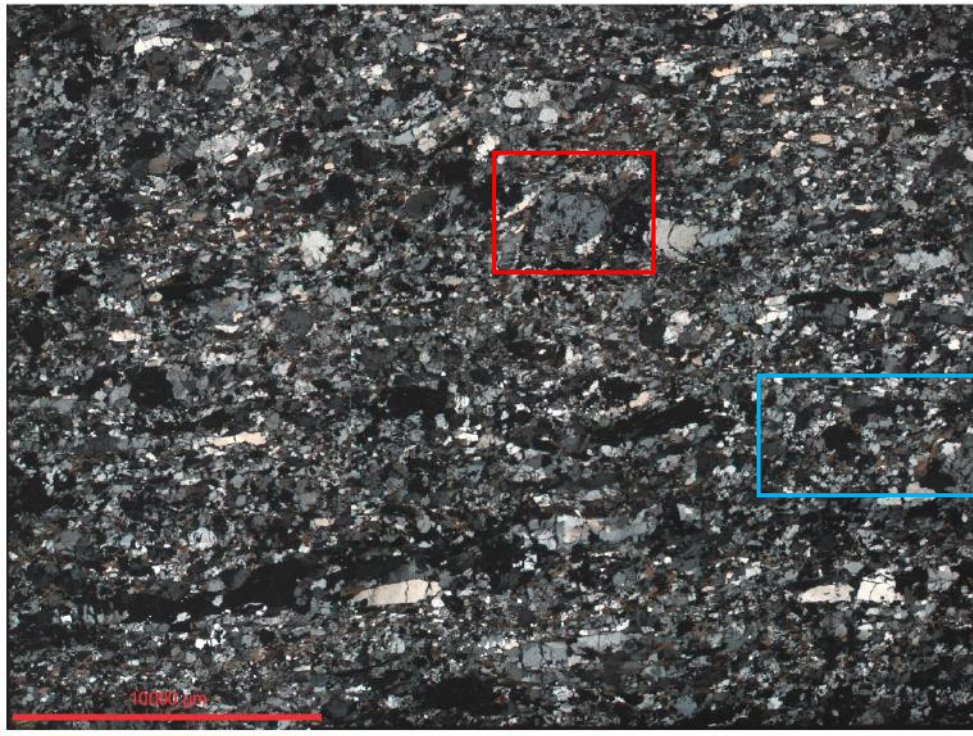


Figura 47. Visão geral do milonito. Notar que a distinção entre matriz e porfiroclastos não é tão simples. Retângulos contém feições detalhadas nas ilustrações abaixo.

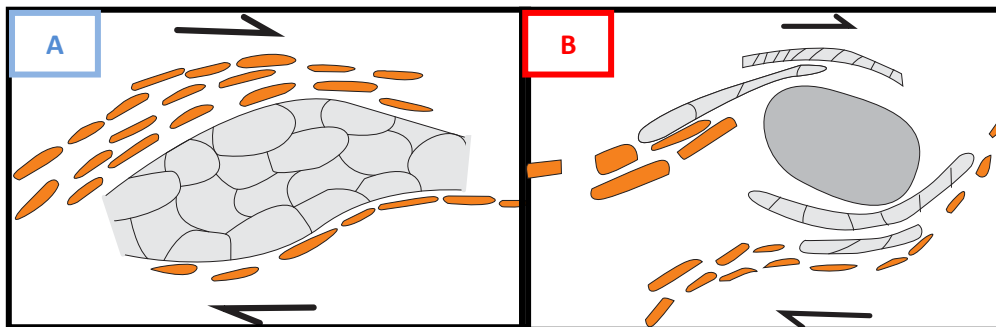


Figura 48. **(A)** sigmóide de feldspato contornado por biotitas, indicando sentido de movimento destral. **(B)** *naked clast* de plagioclásio contornado por biotitas e fitas de quartzo, também indicando sentido destral.

4.2.4. Ponto 4

Este milonito de alto grau tem rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, K-feldspato, quartzo e zircão (Figura 49). Apresenta fitas de quartzo, além de biotitas que contornam porfiroclastos, indicando sentido de movimento destral.

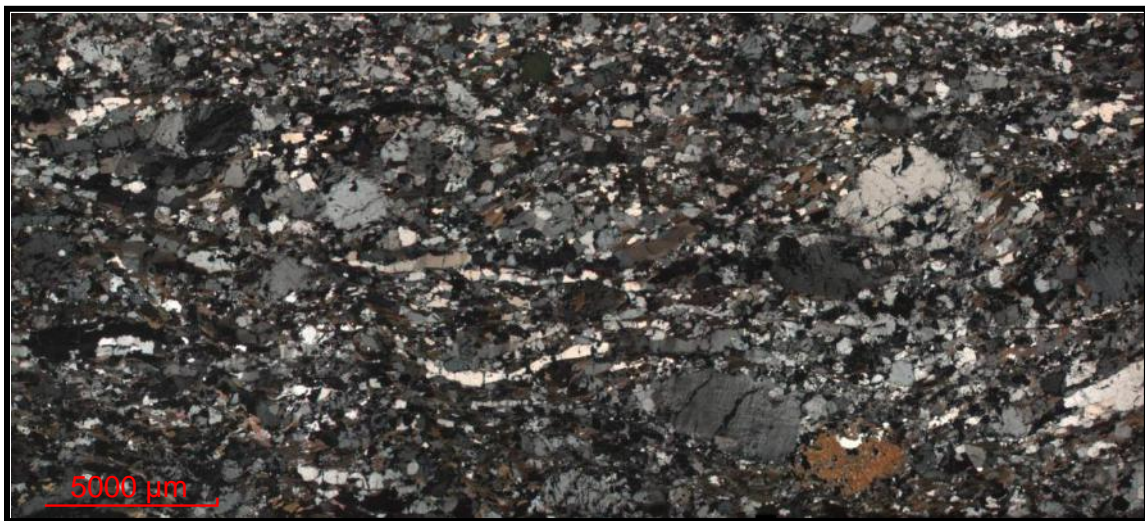


Figura 49. Visão geral do milonito. Observar o contraste de tamanho entre matriz e porfiroclastos e as fitas de quartzo.

4.2.5. Ponto 5

Este milonito de alto grau possui rocha parental granodiorítica e é composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, K-feldspato e titanita. Sua matriz apresenta contatos poligonais entre os grãos o que indica um estágio avançado de recrystalização em alta temperatura favorecido pela concentração de plagioclásio em certos níveis. Assim, a recrystalização e a migração de defeitos foram facilitadas, dado que os minerais possuem a mesma estrutura cristalina (Figura 50).

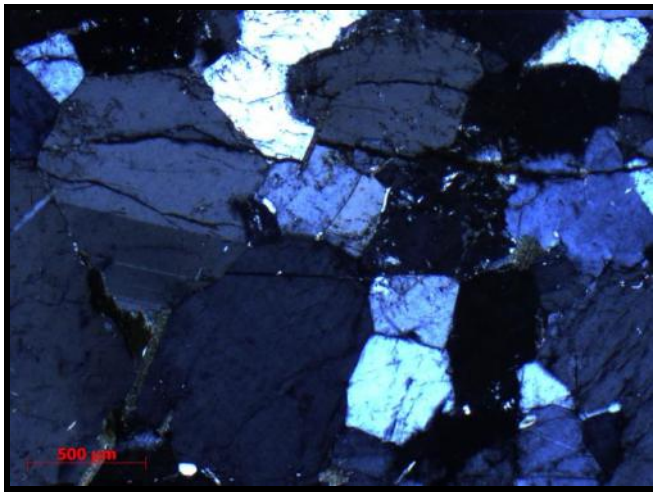


Figura 50. Notar contatos poligonais entre os grãos (120°) deste milonito de alto grau, indicando recristalização avançada.

4.2.6. Ponto 6

A rocha é um milonito paraderivado de alto grau composto por plagioclásio, quartzo, biotita, sillimanita e K- feldspato. Possui matriz caracterizada por níveis de feldspato e quartzo e por bandas de sillimanita e biotita (Figura 51). Além disso, apresenta sigmóides de plagioclásio que indicam movimento destrai (Figura 52).

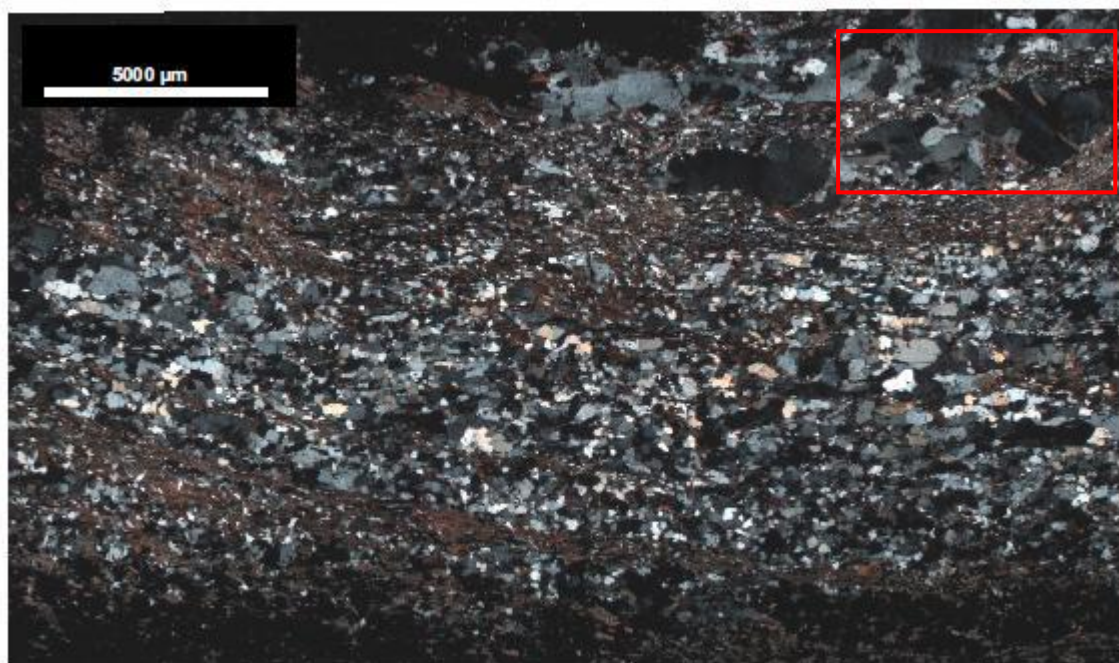


Figura 51. Visão geral do milonito, mostrando sua xistosidade definida por camadas ricas em plagioclásio e quartzo e outras ricas em biotita e sillimanita. Notar sigmóide de plagioclásio no canto superior direito, em detalhe na ilustração abaixo.



Figura 52. Detalhe de sigmóide de plagioclásio com *stair steping* que indica sentido de movimento dextral e de bandas de sillimanita e biotita que contornam o sigmóide.

4.2.7. Ponto 7

A rocha é um hornblenda biotita gnaiss composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, K- feldspato e titanita (Figura 53). Apresenta micas e hornblendas orientadas definindo uma xistosidade, além de extinção ondulante. O gnaiss não parece milonítico já que possui contraste entre uma matriz relativamente fina e os porfiroclastos, mais grossos (remanescentes minerais mais resistentes). Além disso não se observa elementos com simetria monoclinica, característicos de rochas miloníticas.



Figura 53. Visão geral do hornblenda biotita gnaiss não milonítico. Notar que não há um contraste de tamanho entre os grãos da rocha (matriz x porfiroclastos).

4.2.8. Ponto 8

Esta rocha ocorre como um dique de cerca de dois metros e rumo NW-SE encaixado nos milonitos e apresenta muitos grãos livres de strain na matriz. Possui rocha parental granodiorítica, sendo composto por plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, K- feldspato, e rara muscovita (Figura 54). Apresenta uma matriz de tamanho homogêneo, com alguns porfiroclastos de granulometria maior. Possui fitas de quartzo, além de biotitas e hornblendas orientadas.



Figura 54. Visão geral da rocha.

4.2.9. Ponto 9

Este milonito de alto grau e composição granodiorítica é composto principalmente por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo (Figura 55). O sentido de movimento dextral pode ser inferido por sigmóides de plagioclásio e hornblendas desviando de porfiroclastos.

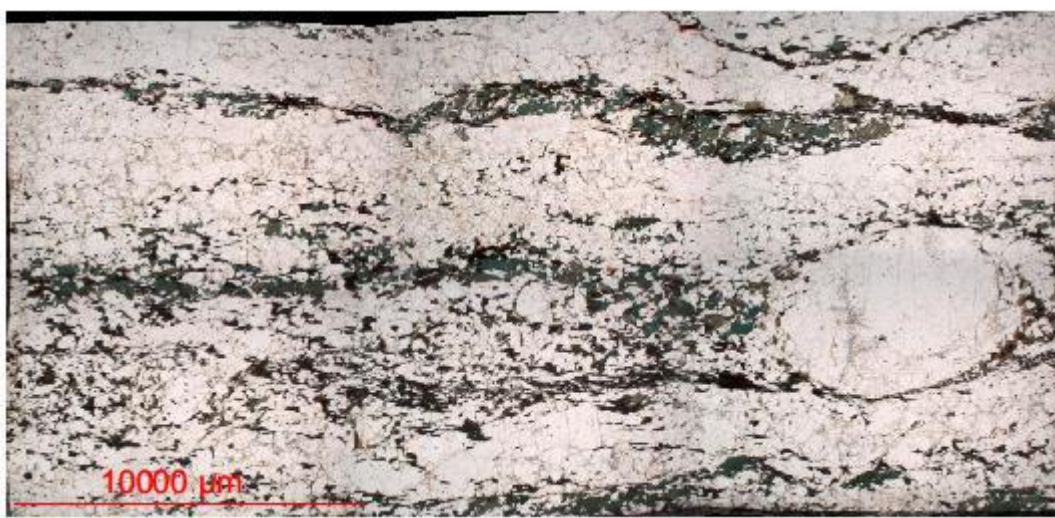


Figura 55. Visão geral do milonito com nicol cruzado e paralelo, respectivamente. Notar parte de um sigmóide de plagioclásio no canto superior direito da imagem com nicol paralelo.

4.2.10. Ponto10

A rocha é um hornblenda biotita gnaiss composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, K- feldspato e titanita (Figura 56). Apresenta micas e hornblendas orientadas, definindo uma xistosidade, além de extinção ondulante.

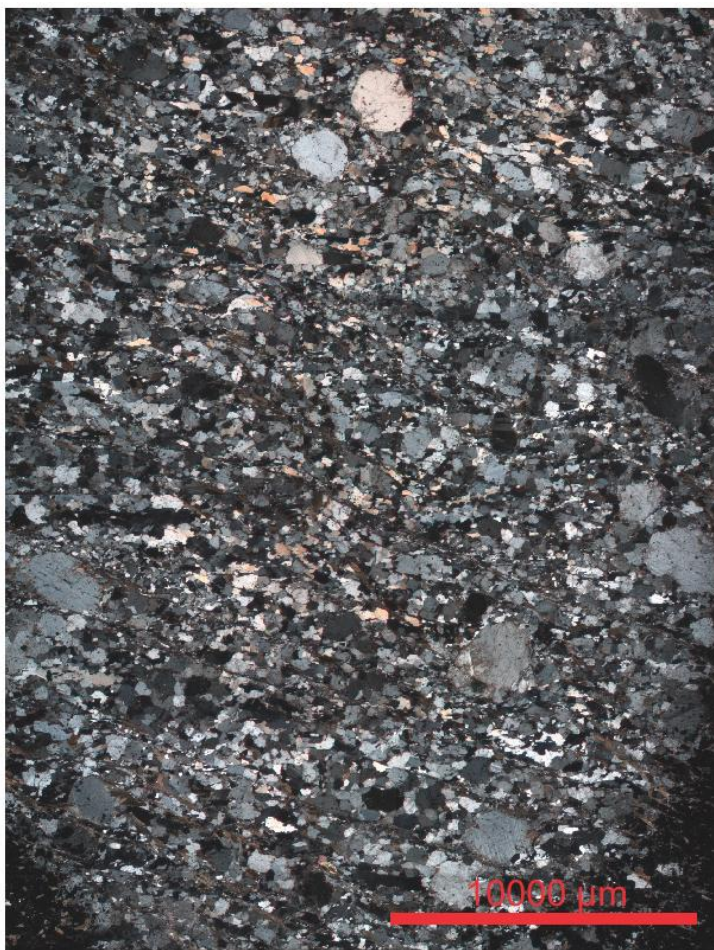


Figura 56. Visão geral do hornblenda biotita gnaiss.

4.2.11. Ponto 11

O hornblenda biotita gnaiss é composto por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo, como minerais essenciais e rara muscovita e titanita, como acessórios. Apresenta micas e hornblendas orientadas definindo uma xistosidade, além de extinção ondulante. A rocha não parece milonítica já que não possui contraste entre uma matriz relativamente fina e os porfiroclastos, mais grossos (remanescentes minerais mais resistentes). Além disso, não se observa elementos com simetria monoclinica, característicos de rochas miloníticas (Figura 57).



Figura 57. Visão geral do hornblenda biotita gnaiss.

4.2.12. Ponto 12

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, como minerais essenciais, além de rara muscovita e titanita, como acessórios (Figura 58). A matriz contém muitos grãos completamente recristalizados e sem extinção ondulante. Há vários indicadores de sentido de movimento destral, como biotita, hornblenda e fitas de quartzo desviando de porfiroclastos (Figura 59). Além de um sigmóide, vários *fish* (Figura 60), e um *bird* de plagioclásio dentro de fitas de quartzo (Figura 61).

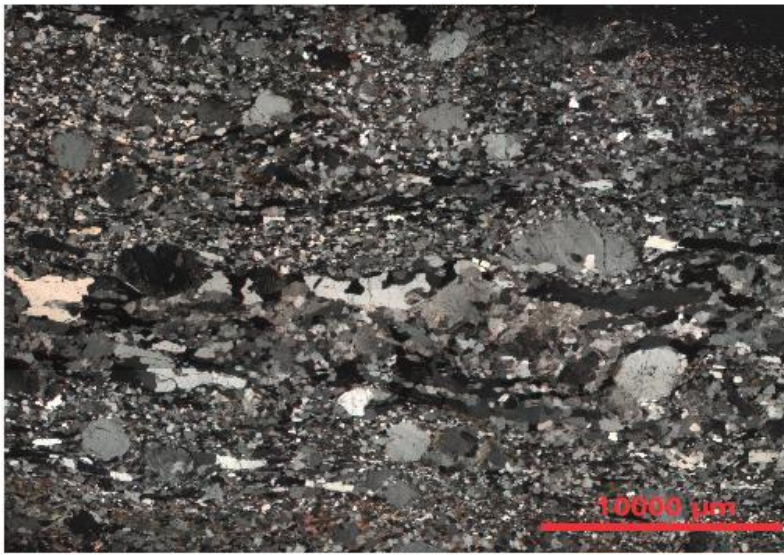


Figura 58. Visão geral da rocha.

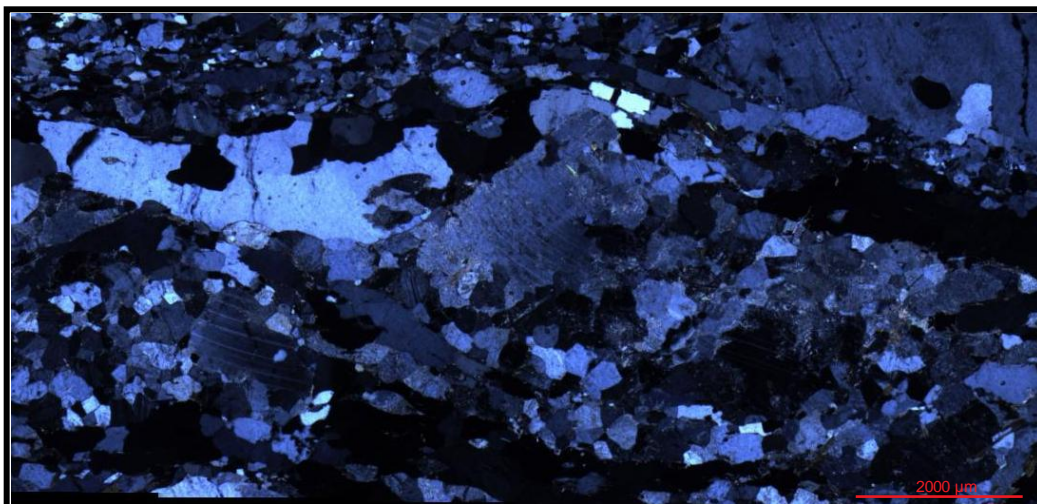


Figura 59. Notar fita de quartzo contornando plagioclásio, com *stair stepping* que indica sentido de movimento destral.

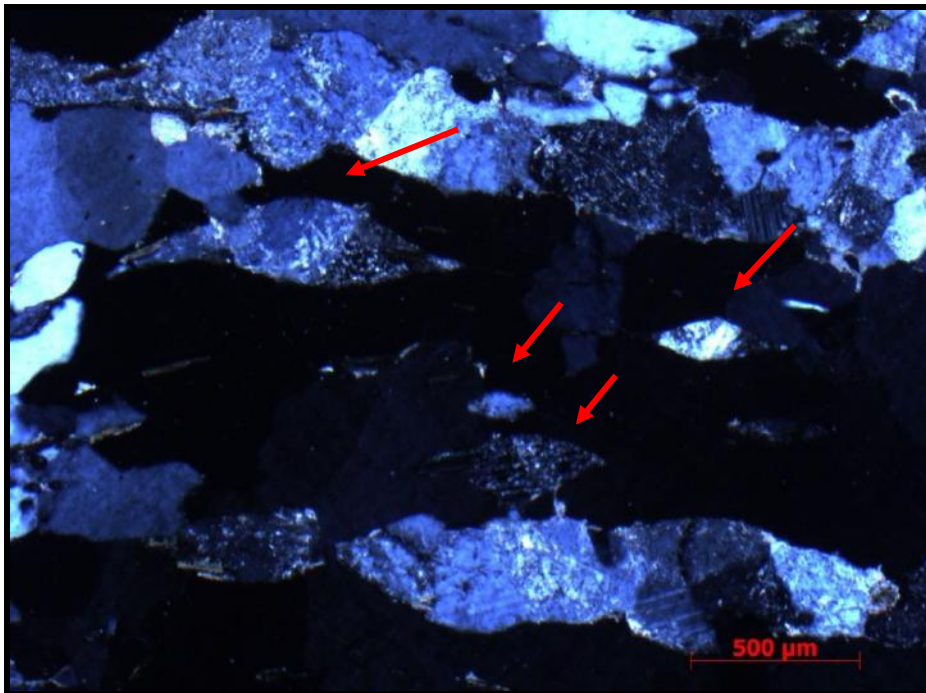


Figura 60. Notar quatro fish simétricos de plagioclásio em fita de quartzo (setas vermelhas).

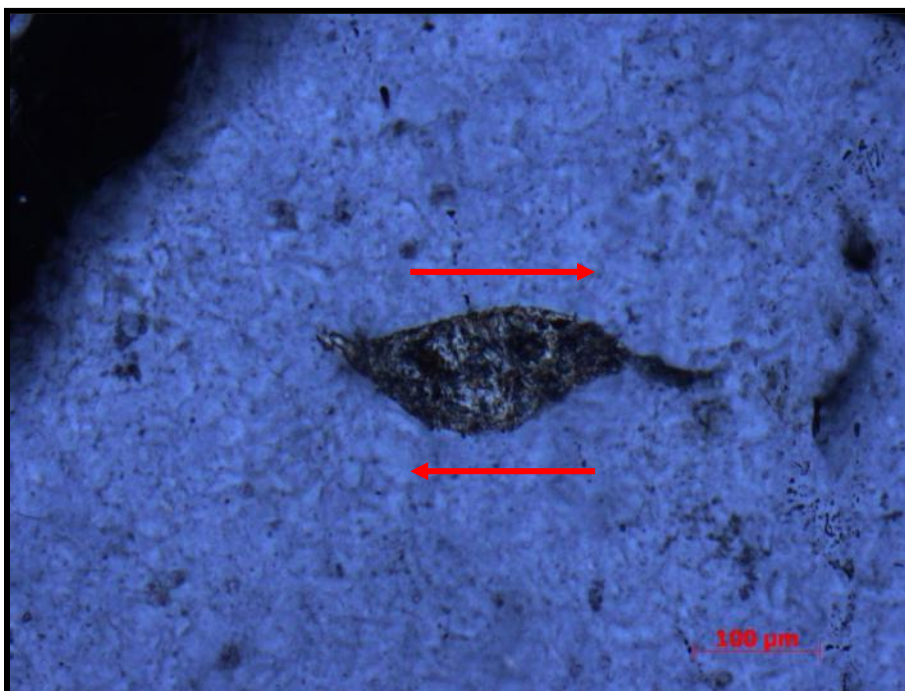


Figura 61. Observar *bird* de plagioclásio dentro de fitas de quartzo, indicando sentido de movimento destrai.

4.2.13. Ponto 13

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, quartzo, biotita e K-feldspato, como minerais essenciais, além de titanita e opacos, como acessórios (Figura 62). Possui biotitas orientadas e fitas de quartzo.

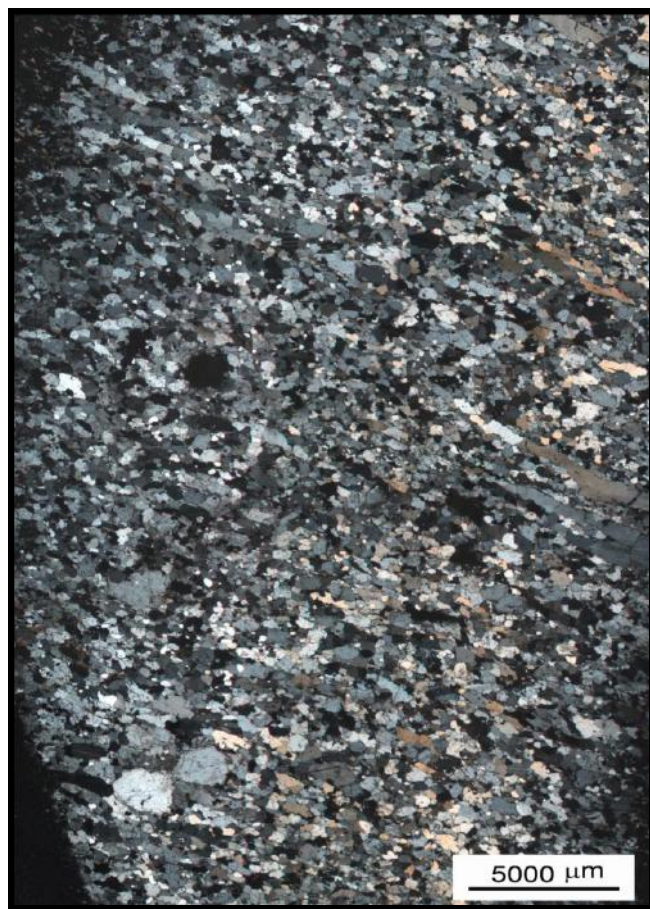


Figura 62. Visão geral da rocha.

4.2.14. Ponto 14

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo e granada, como minerais essenciais e titanita e zircão, como acessórios (Figura 63). A rocha é em grande parte formada por grãos recrystalizados, mas apresenta alguns porfiroclastos que não foram totalmente recrystalizados (Figura 64). Além disso, possui uma xistosidade definida pela orientação de biotita e hornblenda, fitas de quartzo e dois indicadores cinemáticos que sugerem sentido de movimento destrai (Figura 65).

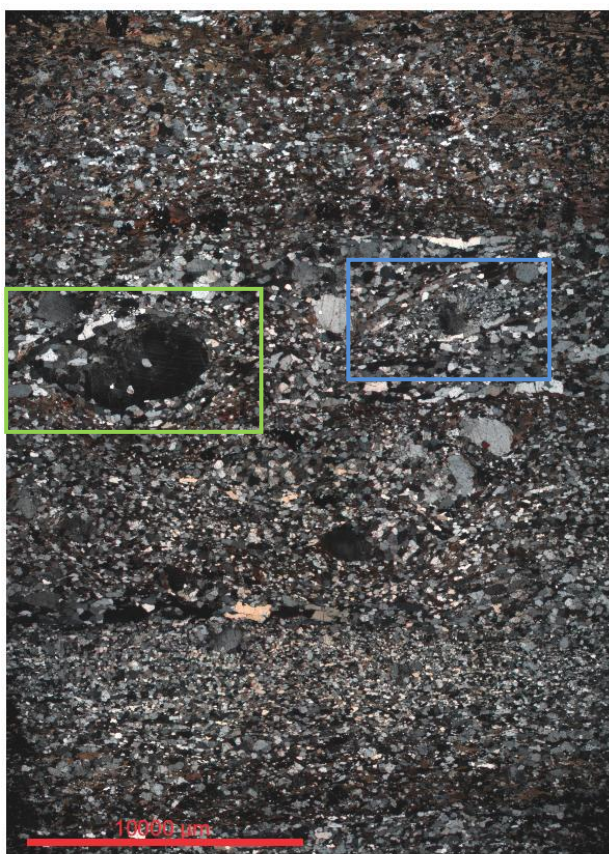


Figura 63. Visão geral da rocha. Retângulos coloridos localizam as feições da Figura 65.

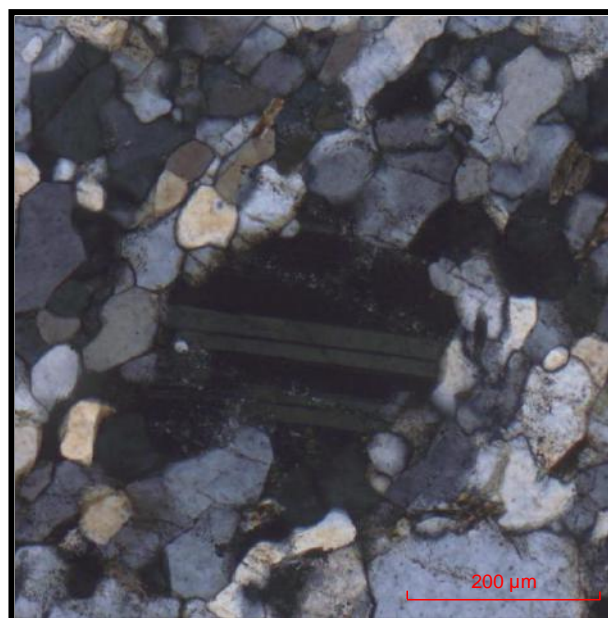


Figura 64. Observar porfiroclasto de plagioclásio como um cristal remanescente não totalmente recrystalizado.

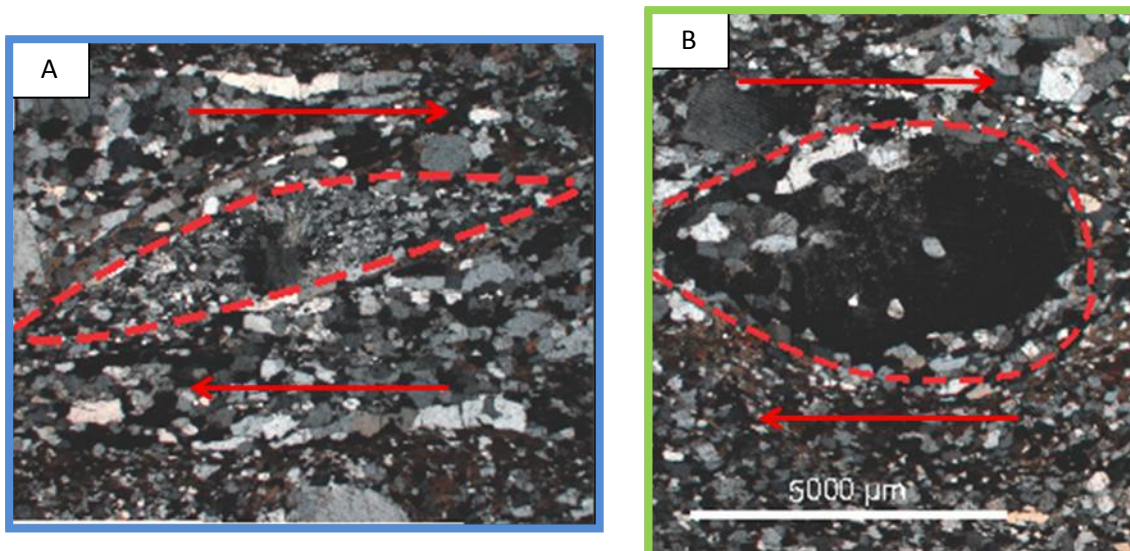


Figura 65. (A) Sigmóide de plagioclásio com estrutura mirmequítica e *stair stepping* que indica sentido de movimento destral; (B) Estrutura manto e núcleo de plagioclásio com *stair stepping* que indica sentido de movimento destral. Fotos com mesma escala.

4.2.15. Ponto 15

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, biotita, quartzo, granada e opacos (Figura 66). Sua matriz é bem recrystalizada, com contatos poligonais entre os grãos e níveis ricos em hornblenda e biotita. Há fitas de quartzo e estruturas manto e núcleo.

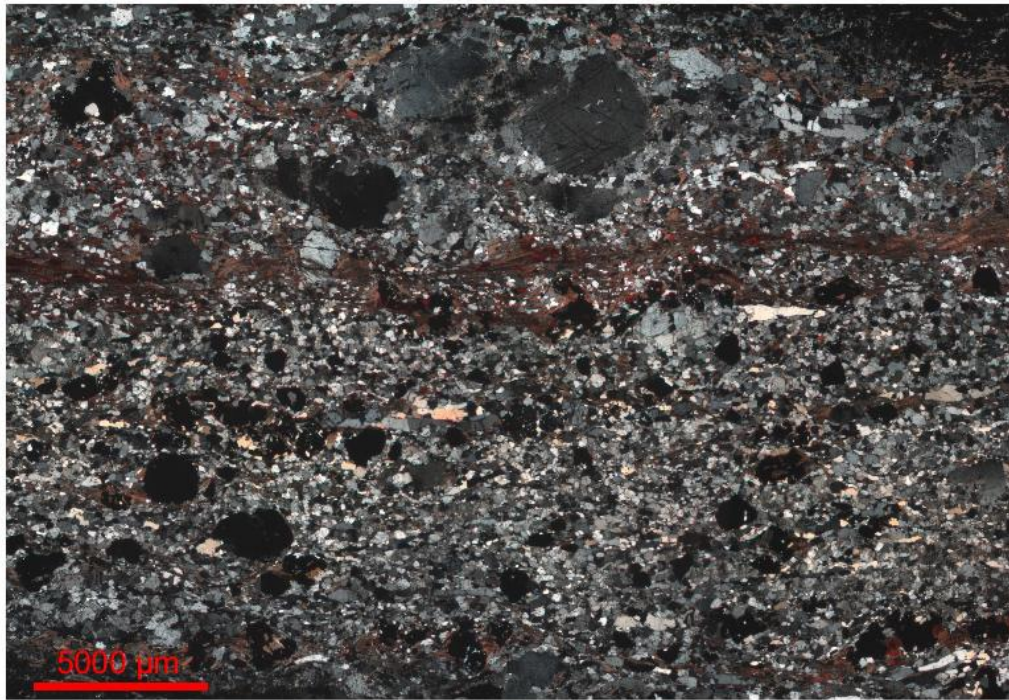


Figura 66. Visão geral de milonito composto por plagioclásio, biotita, quartzo, granada e opacos.

4.2.16. Ponto 16

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, quartzo, biotita e zircão (Figura 67). Possui matriz recristalizada de tamanho uniforme, com alguns porfiroclastos maiores de plagioclásio (Figura 68). Há vários fish simétricos de plagioclásio dentro de fitas de quartzo (Figura 69), além de dois fish de plagioclásio que indicam sentido de movimento sinistral (Figura 70).

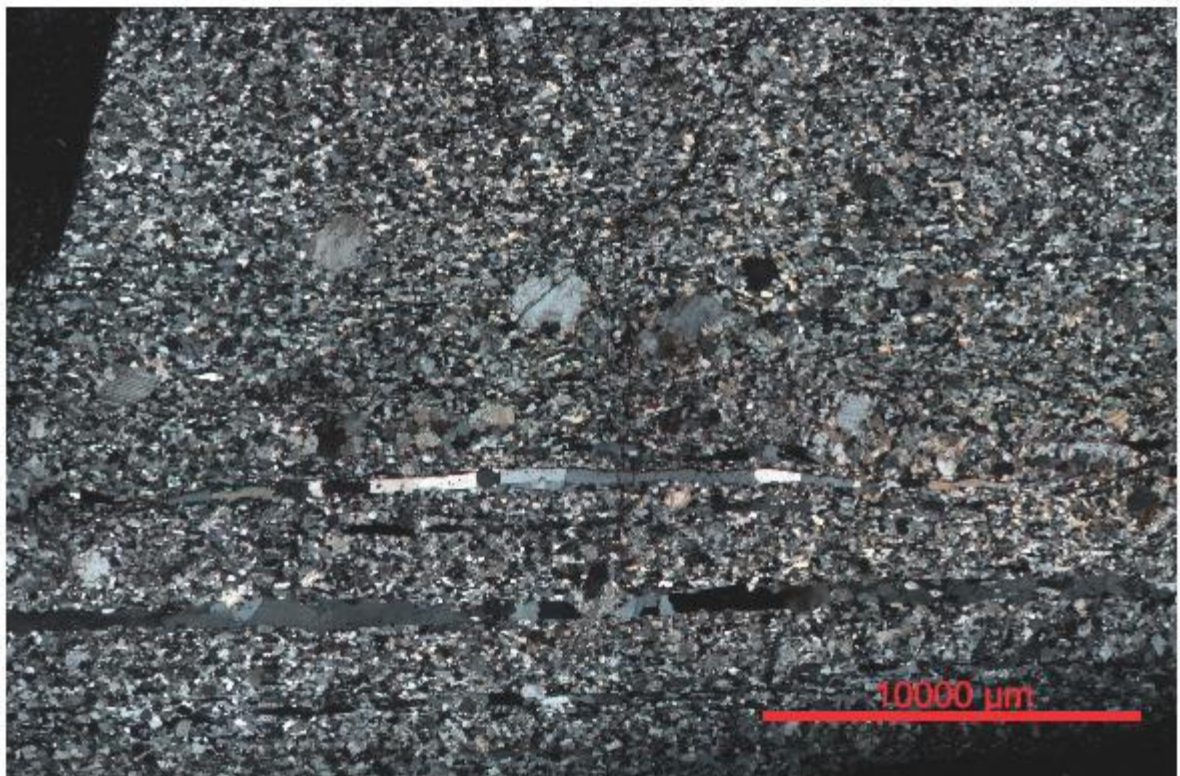


Figura 67. Visão geral do milonito. Observar matriz de tamanho uniforme com porfiroclastos e fitas de quartzo.

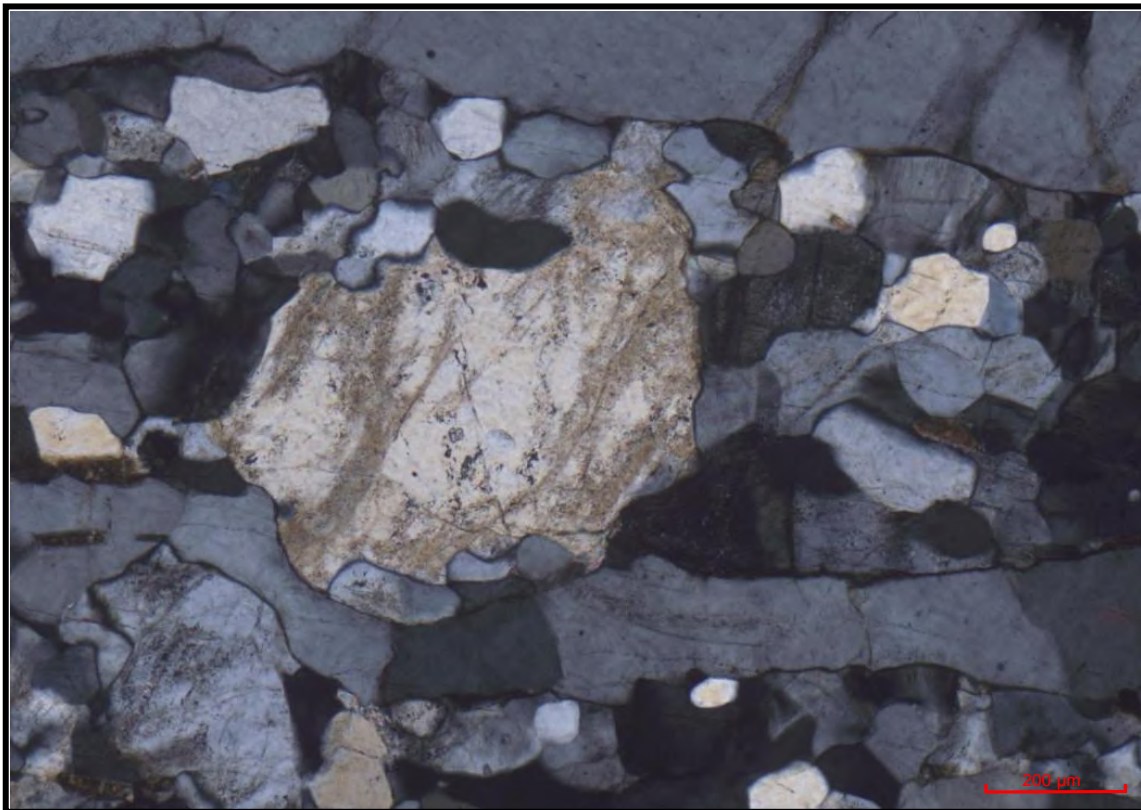


Figura 68. Observar porfiroclasto de plagioclásio como um cristal remanescente não totalmente recristalizado (por *subgrain rotation recrystallization*), envolto por fitas de quartzo.



Figura 69. Observar fish simétrico de plagioclásio dentro de uma fita de quartzo.

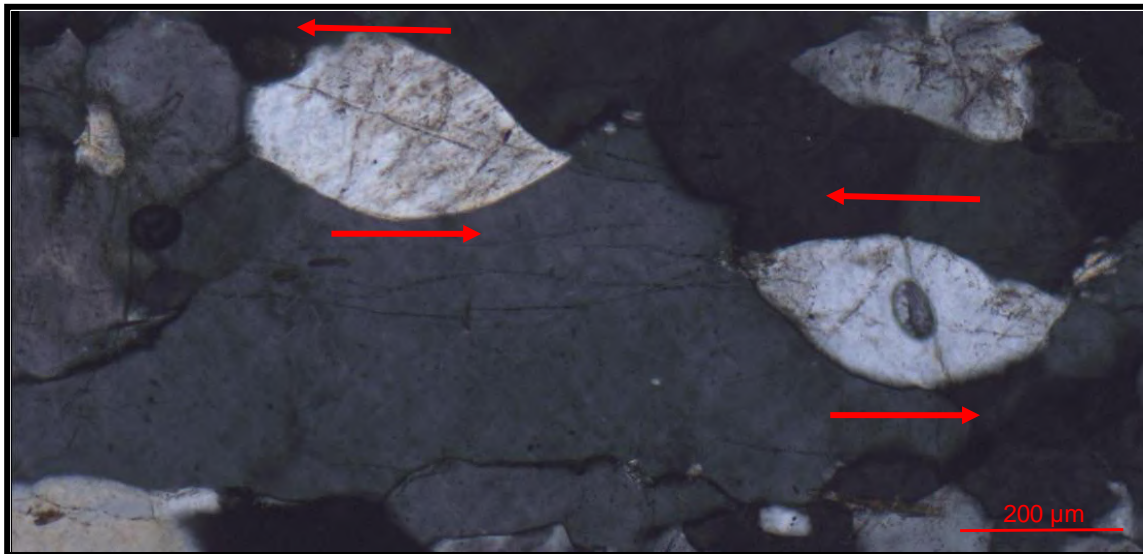


Figura 70. Dois fish de plagioclásio em fita de quartzo indicando sentido de movimento sinistral.

4.2.17. Ponto 17

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, quartzo e biotita, como minerais essenciais e titanita e opacos, como acessórios (Figura 71). Sua matriz foi recrystalizada em um tamanho uniforme, com alguns porfiroclastos maiores de plagioclásio e fitas de quartzo. Além disso, possui três sigmas simétricos de plagioclásio dentro de fita de quartzo (Figura 72) e vários porfiroclastos de plagioclásio com desvio destal de biotitas (Figura 73).



Figura 71. Visão geral da rocha.

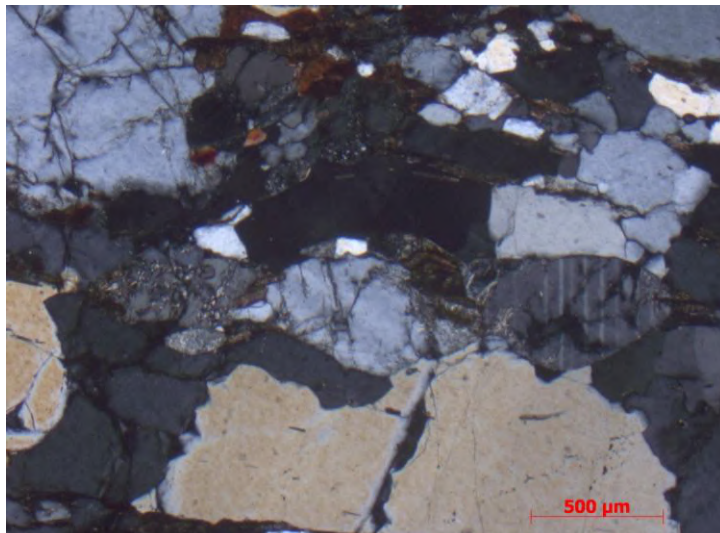


Figura 72. Observar três *fish* simétricos de plagioclásio no centro da fotografia.

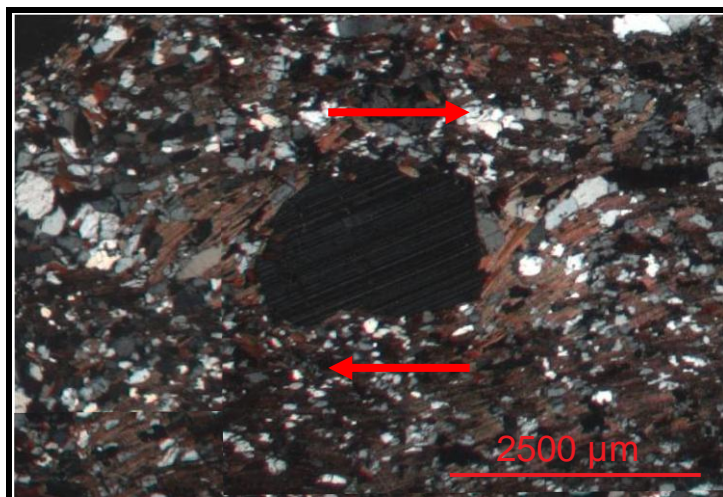


Figura 73. Porfiroclastos de plagioclásio com desvio destal de biotitas.

4.2.18. Ponto 18

Este milonito de alto grau possui uma rocha parental de composição granodiorítica e é composto por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio, como minerais essenciais e titanita e zircão, como acessórios (Figura 74). A rocha possui porfiroclastos que indicam sentido de movimento destal, como *birds* de plagioclásio e dois *fish* de ortopiroxênio (Figura 75; Figura 76). Além disso, há um sigma simétrico de plagioclásio (Figura 77), um porfiroclasto de plagioclásio atravessado por grãos de plagioclásio que se recrystalizaram ao longo de uma fratura que causou a ruptura do grão (Figura 78), além de fitas de quartzo (Figura 79).

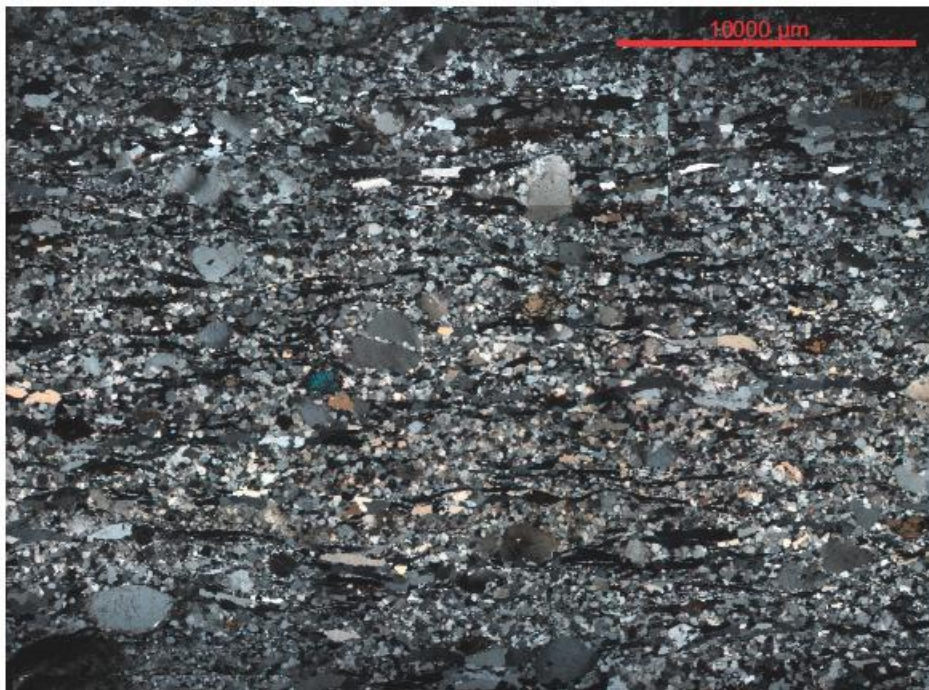


Figura 74. Visão geral da rocha.

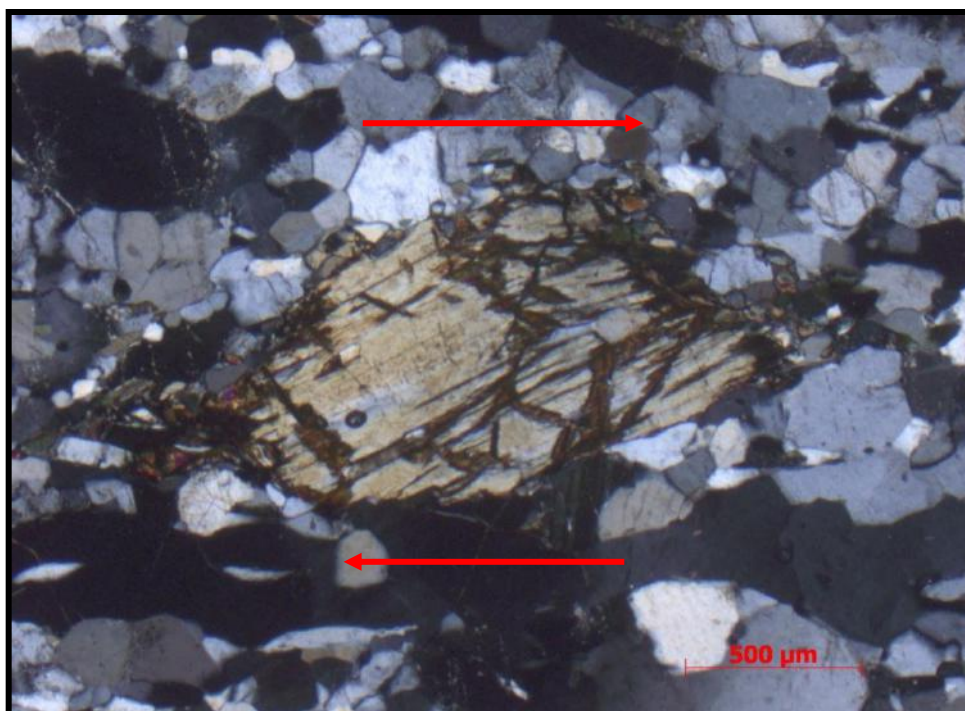


Figura 75. Fish de ortopiroxênio com *stair stepping* indicando sentido de movimento destrai.

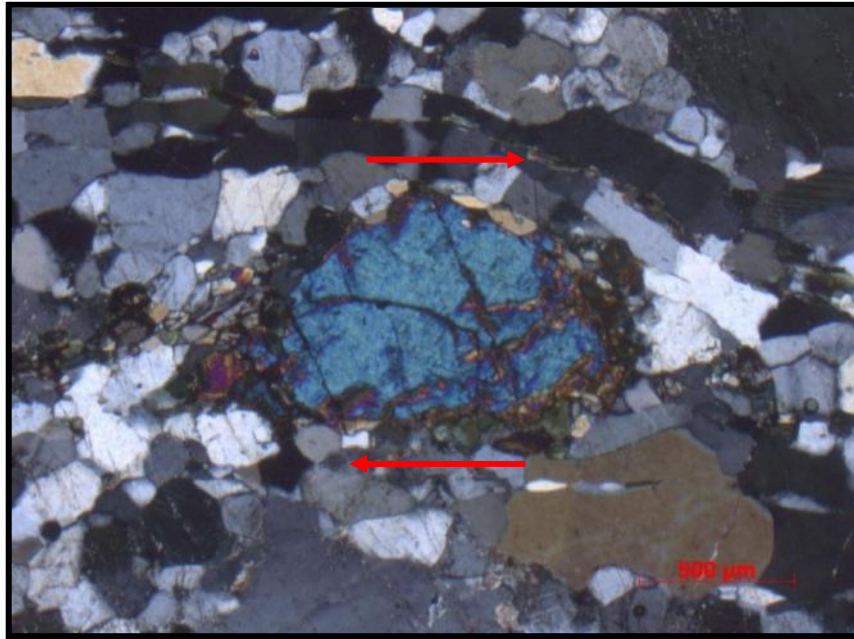


Figura 76. Fish de ortopiroxênio com *stair steping* que indica sentido de movimento destrá.

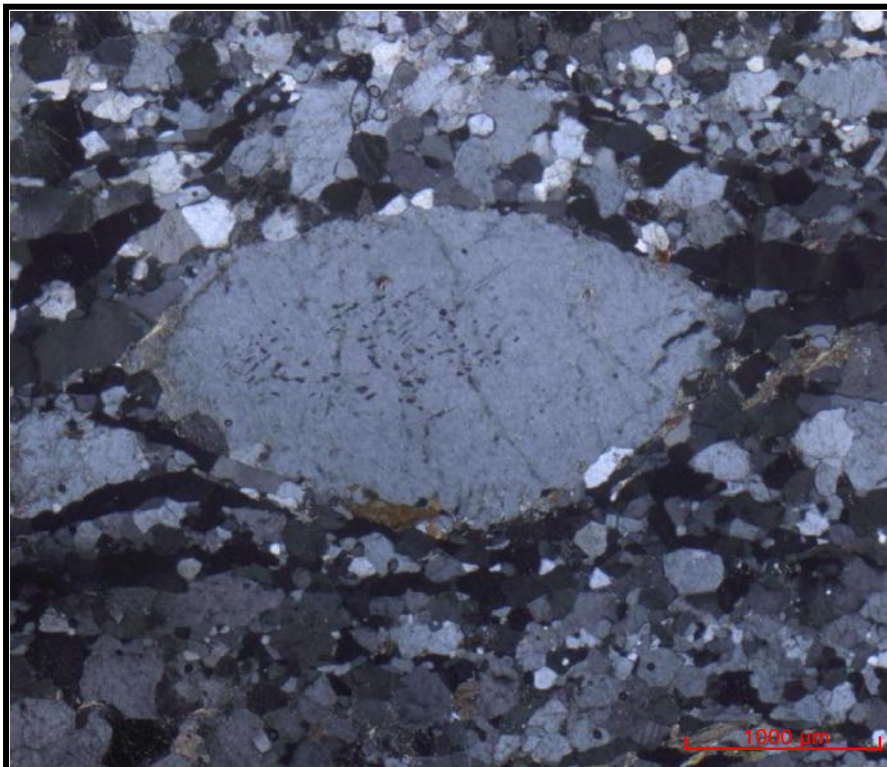


Figura 77. *Fish* simétrico de plagioclásio.

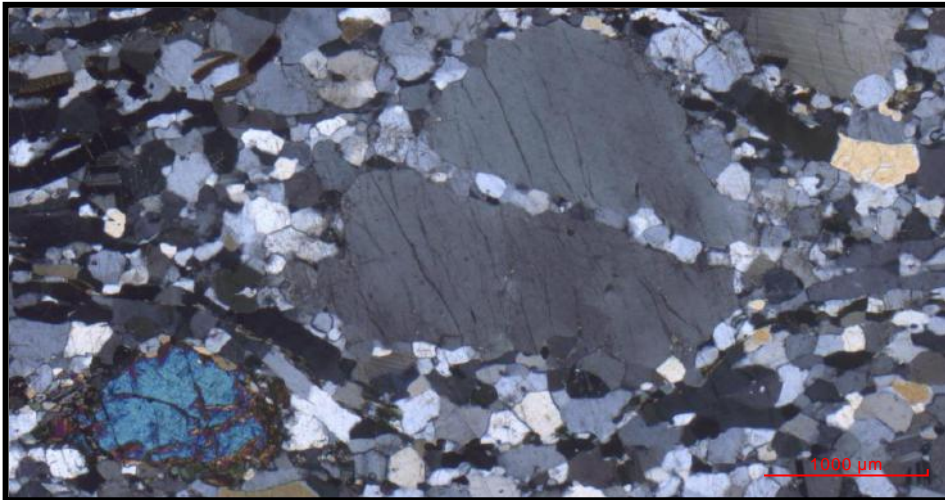


Figura 78. Porfiroclasto de plagioclásio com fratura ao longo da qual houve recristalização de plagioclásio.

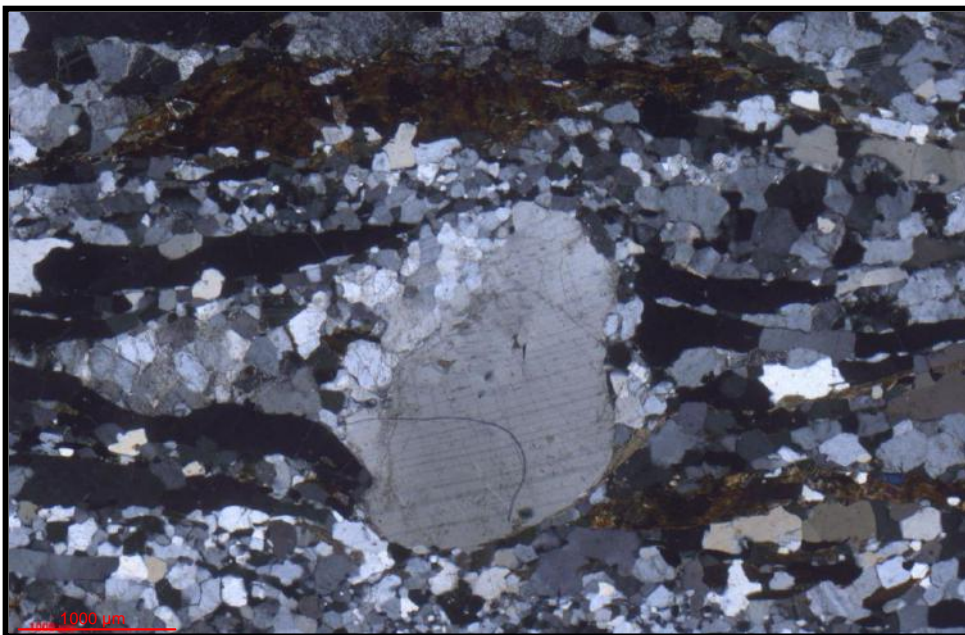


Figura 79. Porfiroclasto de plagioclásio com bordas recristalizadas por *subgrain rotation recrystallization*, envolto por fitas de quartzo.

4.2.19. Ponto 19

Este gnaiss fitado de alto grau possui uma rocha parental de composição granítica e é composto por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e K-feldspato, como minerais essenciais e titanita, apatita e zircão, como acessórios. Possui matriz completamente recrystalizada em um tamanho uniforme, com raros porfiroclastos de maiores e duas fitas de quartzo (Figura 80). Em uma delas, há um fish de plagioclásio (Figura 81) com *stair stepping* indicando sentido de movimento sinistral.



Figura 80. Gnaiss fitado.



Figura 81. Fish de plagioclásio dentro de fita de quartzo, indicando sentido de movimento sinistral.

5. Conclusão

O trabalho consistiu no estudo de milonitos associados à Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, localizada na porção central da Faixa Ribeira. Esta zona constitui uma faixa Eocambriana de milonitos subverticais com rumo NE-SW e movimentação principal transcorrente destal. Está inserida no contexto evolutivo da Faixa Ribeira, que representa a raiz de um orógeno colisional Neoproterozóico/ Cambriano gerado durante o Evento Brasileiro, em quatro fases de deformação. Teria sua gênese relacionada à terceira fase de deformação.

Na Pedreira do Nilo, localizada em Santo Antônio de Pádua (norte do Estado do Rio de Janeiro), foi possível observar rochas de *facies* granulito de pressão intermediária com foliação milonítica plano axial a dobras de escala decamétrica.

Na pedreira, o Complexo Juiz de Fora está representado por um ortognaisse de composição enderbítica. Esta rocha é um granulito esverdeado que possui bandas félsicas e máficas (centimétricas a milimétricas), corpos pegmatíticos e dobras parasíticas plano axiais a foliação milonítica, com atitude média de $135^{\circ}/60^{\circ}$. Além disso, encaixa um outro ortognaisse (de composição granítica), conhecido no comércio de rochas ornamentais como Pedra Madeira.

O ortognaisse Pedra Madeira é um milonito fitado de alta temperatura e protólito granítico, com foliação milonítica semelhante ao enderbito e forte lineação de estiramento que indica movimentação transcorrente, com atitude média de $220^{\circ}/15^{\circ}$. O contato deste ortognaisse com a rocha encaixante pode ser difuso ou marcado pela ocorrência de rocha calcissilicática. Além disso, possui enclaves métricos do ortognaisse enderbítico intrudido por ele. A maioria dos porfiroclastos encontrados é simétrica. No entanto, foi possível definir movimentação destal a partir de *fish* e sigma de plagioclásio encontrados em lâminas. O ortognaisse apresenta ainda uma feição bastante interessante, conhecida como *foliation boudinage*.

Há também na pedreira um *sill* máfico bastante contínuo, com química de basalto alcalino e abundantes indicadores cinemáticos destrais.

As rochas descritas acima estão dobradas em um sinformal e um antiformal com flancos paralelos ao plano axial (que tem mergulhos em torno de $140^{\circ}/67^{\circ}$) e eixo de baixo caimento para sudoeste.

Assim, o protólito granítico do Pedra Madeira intruiu o protólito granodiorítico ou tonalítico do gnaiss associado ao Complexo Juiz de Fora e todo o conjunto foi deformado, desenvolvendo foliação milonítica plano axial às dobras geradas durante este evento deformacional.

Em Além Paraíba (sudeste de Minas Gerais), foi realizado um perfil SW-NE por cerca de 650 metros, ao longo do qual apareceram milonitos com atitude principal média de $160^{\circ}/85^{\circ}$ e lineação de estiramento com baixo caimento para NE e SW ($70^{\circ}/05^{\circ}$; $240^{\circ}/08^{\circ}$). Estas rochas possuem composição principalmente granodiorítica e granítica, apresentando plagioclásio, biotita, hornblenda, K-feldspato, quartzo, clino e ortopiroxênio e granada como minerais essenciais. Além disso, um paragnaisse composto principalmente por plagioclásio, quartzo, biotita, sillimanita e K-feldspato, também aparece no perfil.

Os milonitos estudados são de *facies* granulito de pressão intermediária, tornando-se difícil encontrar indicadores cinemáticos e até uma assinatura milonítica clara. Grande parte dos indicadores cinemáticos observados foram desvio de biotitas ao redor de porfiroclastos e *fish* de feldspato preservados em fitas de quartzo. As rochas apresentam recristalização avançada, e por isso, muitas vezes é difícil distinguir entre matriz e porfiroclastos, em meio a rochas com certa homogeneidade granulométrica.

Assim, através da análise de lâminas petrográficas, foi possível concluir que após o término da deformação, a temperatura ainda permaneceu alta o suficiente para permitir recristalização estática, o que fez com que estrutura milonítica fosse mascarada ou destruída.

6. Referências Bibliográficas

- Arslan, Arzu; Passchier, Cess W. & Koehn, Daniel. *Foliation Boudinage*. Journal of Structural Geology, v.30, p. 291-309, 2008.
- Campanha, Ginaldo A. da C.; Neves, Benjamim Bley de Brito. *Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield*. Episodes, v. 27, p. 255-259, 2004.
- Corrêa Neto, A. V.; Dayan, H.; Valença, Joel Gomes & Raphael Cabral, A. **Geologia e Estrutura da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e Adjacências, no trecho entre Três Rios e Sapucaia (RJ)**. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, III, 1993, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 1993, p. 194 – 200.
- Corrêa Neto, Atlas Vasconcelos. **Geologia e Análise Estrutural do Lineamento de Além Paraíba entre as Cidades de Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ)**. 1995. Tese (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1995.
- Dehler, Nolan Maia & Machado, R. **Geometria e Cinemática da Aba Sul da Estrutura Divergente do Rio Paraíba do Sul ao Longo da Seção Areal – Três Rios, Rio de Janeiro**. Revista Brasileira de Geociências, v.32, p.481 – 490, dez. 2002.
- Faleiros, Frederico Meira; Campanha, Ginaldo Ademar da Cruz; Bello, Rosa Maria da Silveira; Fusikawa, Kazuo. *Fault–valve action and vein development during strike–slip faulting: An example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil*. Tectonophysics, v. 438, p. 1 - 32, 2007.
- Heilbron *et al.* **A Megassinforma do Paraíba do Sul e sua Implicação na Compartimentação Tectônica do Setor Central da Faixa Ribeira**. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, II, 1991, Rio de Janeiro. Atas... São Paulo: SBG, 1991, p. 519 – 526.

Heilbron M. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas-MG - Barra do Piraí-RJ, setor central da Faixa Ribeira.** IG/USP, *Tese de Doutorado*, 268p, 1993.

Heilbron M., Valeriano C.M., Valadares C.S., Machado N. **A orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v.25, p. 249 – 266, dez.1995.

Heilbron, M. **As etapas da Colagem Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira.** In: Simpósio de Geologia do Sudeste, VII, 2001, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 2001, p. 13.

Heilbron, Mônica; Machado, Nuno. **Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (se Brazil).** Precambrian Research, v.125 , p. 87-112, 2003.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R. A J., Janasi V.C. **Brasiliano Belts in SE Brazil.** *Journal of Virtual Explorer*, v. 17, 2004a.

Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M., Silva L.C., Trouw R. A J., Janasi V.C. **Brasiliano Belts in SE Brazil.** *Journal of Virtual Explorer*, v. 17, 2004b.

Heilbron, M; Valeriano, C. M; Tassinari, C. C. G; Almeida, Júlio; Tupinambá, Miguel; Trouw, Rudolph A. J. **Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its Africa counterpart: comparative tectonic evolution and open questions.** West Gondwana: Pre – Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294, p. 211 – 223, 2008.

Karniol, Tiago da Rocha; Machado, Rômulo & Vicente, Letícia Constantino. **Tectônica extensional no cinturão Paraíba do Sul no noroeste do Rio de Janeiro: análise estrutural na seção Itaperuna (RJ) – Muriaé (MG).** Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 625 – 636, set. 2007.

Machado R. & Endo I. **A Megaestrutura em Flor Positiva do Vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas Implicações Tectônicas Regionais.** In: Simpósio de Geologia do Sudeste, III, 1993 a, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 1993 a, p. 208 – 213.

Nunes, Rodrigo Peternel Machado. **Origem do Minério “Pedra Madeira” da Região de Santo Antônio de Pádua, RJ.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, XLIV, 2008, Curitiba (PR). Atas... Curitiba: SBG, 2008, p. 983.

Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., Andreis, R. R. & Trouw, R. A. J. **The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília Belt.** Revista Brasileira de Geociências, v. 30, p. 200–202, 2000.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allardes J. **Deformation Mechanisms.** Microtectonics, Berlim: Springer-Verlag, 2005, p 25 – 63.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allardes J., 2005, **Foliations, Lineations and Lattice Preferred Orientation.** Microtectonics, Berlim: Springer-Verlag, 2005, p 67 – 109.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allardes J., 2005., **Shear Zones.** Microtectonics, Berlim: Springer-Verlag, 2005, p 111– 158.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allardes J., 2005, **Dilatation Sites – Veins, Strain Shadows, Fringes and Boudins.** Microtectonics, Berlim: Springer-Verlag, 2005, p 187.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allard J., 2005, *Porphyroclasts and Reaction Rims*. Microtectonics, Berlin: Springer-Verlag, 2005, p 189 - 233.

Passchier, Cess W. & Trouw, Rudolph Allard J., 2005, *Natural Microgauges*. Microtectonics, Berlin: Springer-Verlag, 2005, p 261.

Schmitt, R.S. **A Orogenia Búzios e a Evolução Tectônica do segmento Central da Faixa Ribeira**. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, VII, 2001, Rio de Janeiro. Atas... Rio de Janeiro: SBG, 2001, p. 12.

Schmitt, R.S; Trouw, Rudolph A.J; Schmus, William Randall Van. **Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil)**. Precambrian Research, v.133 , p. 29-61, 2004.

Egydio Silva, Marcos; Vauchez, Alain; Bascou, Jérôme; Hippertt, João. **High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil**. Tectonophysics, v. 352, p. 203–224, 2002.

Trouw, Rudolph Allard J.; Passchier, Cess W. & Wiersma, Dirk J, *Atlas of Mylonites – and related microstructures*. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 273 p.

Tupinambá, Miguel *et al*. **Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte E Conexões com a Faixa Araçuaí**. Geonomos, v. 15, p. 67 – 79, 2007.

Valeriano, C. M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C. S., Seer, H. J. & Simões, L. S. **U–Pb Geochronology of the Southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of Western Gondwana**. Precambrian Research, 130, 27–55, 2004.